

UNIVERSIDADE FEDERAL DO MARANHÃO - UFMA
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIAS - CCET
COORDENAÇÃO DO CURSO DE ENGENHARIA CIVIL - CCEC
BACHARELADO EM ENGENHARIA CIVIL

MÁRCIA REGINA GOMES DURÃES

**APLICAÇÃO DO MODELO SHIA_LANDSLIDE PARA CÁLCULO DE AMEAÇA A
ESCORREGAMENTOS RASOS PROVOCADOS POR CHUVA**

SÃO LUÍS-MA

2019

MÁRCIA REGINA GOMES DURÃES

**APLICAÇÃO DO MODELO SHIA_LANDSLIDE PARA CÁLCULO DE AMEAÇA A
ESCORREGAMENTOS RASOS PROVOCADOS POR CHUVA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de Bacharelado em Engenharia Civil da Universidade Federal do Maranhão – UFMA, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Engenharia Civil.

Orientador: Prof. Dr. George Fernandes Azevedo.

SÃO LUÍS-MA

2019

Ficha gerada por meio do SIGAA/Biblioteca com dados fornecidos pelo(a) autor(a).
Núcleo Integrado de Bibliotecas/UFMA

Durães, Márcia Regina Gomes.

Aplicação do Modelo SHIA_landslide para Cálculo de
Ameaça a Escorregamentos Rasos Provocados por Chuva /
Márcia Regina Gomes Durães. - 2019.
100 f.

Orientador(a): George Fernandes Azevedo.

Monografia (Graduação) - Curso de Engenharia Civil,
Universidade Federal do Maranhão, São Luís - MA, 2019.

1. Escorregamentos Rasos. 2. La Arenosa. 3.
Movimento de Massa. 4. SHIA_Landslide. 5. SIG. I.
Azevedo, George Fernandes. II. Título.

MÁRCIA REGINA GOMES DURÃES

**APLICAÇÃO DO MODELO SHIA_LANDSLIDE PARA CÁLCULO DE AMEAÇA A
ESCORREGAMENTOS RASOS PROVOCADOS POR CHUVA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de Bacharelado em Engenharia Civil da Universidade Federal do Maranhão – UFMA, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Engenharia Civil.

Orientador: Prof. Dr. George Fernandes Azevedo.

Aprovado em: São Luís – MA, ____/____/2019.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. George Fernandes Azevedo (Orientador)
Universidade Federal do Maranhão – UFMA

Prof. Dr. Rodrigo da Cruz de Araújo (Membro)
Universidade Federal do Maranhão – UFMA

Prof. Dr. Felipe Alexander Vargas Bazán (Membro)
Universidade Federal do Maranhão – UFMA

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais por todo esforço e incentivo dispensados a mim. Por acreditarem no meu potencial e terem dedicado seu tempo, seus recursos e suas forças para que esse objetivo fosse realizado.

A minhas tias Maria das Graças e Maria Eulina por todo suporte prestado ao longo desses anos.

Ao professor George Fernandes Azevedo, orientador deste projeto de graduação, pela paciência e ajuda concedida durante a realização deste trabalho.

Aos amigos e colegas de curso pelo companheirismo, pela convivência e pelos ensinamentos durante esses anos de graduação.

Aos docentes dos cursos de Engenharia Civil e Ciência e Tecnologia da Universidade Federal do Maranhão pelos conhecimentos repassados.

Por fim, agradeço a todos aqueles que tiveram participação nessa árdua trajetória.

RESUMO

Os desastres devido à ocorrência de escorregamentos têm aumentado significativamente, causando consequências que vão além de prejuízos reparáveis, acabando por afetar muitas vidas. Diversas ferramentas como modelos computacionais aliados a Sistema de Informações Geográficas, estão subsidiando tomadas de decisões por parte dos gestores públicos. Embora existam diferentes modelos de predição a escorregamentos rasos provocados por chuva, nenhum apresenta incorporado elementos geotécnicos em um modelo hidrológico completo que simule o armazenamento e o movimento da água da chuva através do perfil do solo, como o SHIA_Landslide. O presente trabalho buscou obter cenários de ameaça a escorregamentos rasos, em termos de fator de segurança para a bacia *La Arenosa* – Colômbia, pelo uso do modelo SHIA_Landslide, tomando-se em consideração diferentes configurações de chuva. Para tanto, utilizaram-se dados de chuva relativos a 01/03/2011 a 31/05/2011 provenientes da área de estudo, além das informações geográficas da bacia *La Arenosa*. A metodologia baseou-se na depuração e tratamento das informações por meio de ferramentas computacionais, obtendo-se os cenários de ameaça correspondentes a cada configuração de chuva, bem como o estabelecimento de um arcabouço técnico acerca dos movimentos de massa com base em uma revisão bibliográfica. Os resultados demonstraram que há um crescimento gradativo da classe considerada instável, na medida em que se aplica cada configuração de chuva adotada, e conseqüentemente a diminuição das classes consideradas estáveis, bem como que a chuva combinada com as maiores declividades proporcionam menor grau de estabilidade. Como conclusão, destaca-se que o modelo apresenta-se capaz de modelar escorregamentos rasos provocados por chuva em escala de bacia e que tanto a chuva quanto a declividade tem grande influência na deflagração de movimentos de massa, em especial a escorregamentos rasos.

Palavras-chave: Movimentos de Massa. Escorregamentos Rasos. SIG. SHIA_Landslide. *La Arenosa*.

ABSTRACT

Disasters due to the occurrence of landslides have increased significantly, causing consequences that go beyond repairable damage, ultimately affecting many lives. Several tools like computational models allied to the Geographic Information System are subsidizing decision making by public managers. Although there are different prediction models for shallow landslides caused by rain, none presents geotechnical elements incorporated in a complete hydrological model that simulates the storage and movement of rainwater through the soil profile, such as SHIA_Landslide. The present work sought to obtain scenarios of threats to shallow landslides, in terms of safety factor for the *La Arenosa* - Colombia basin, by the SHIA_Landslide model, taking into account different rainfall configurations. For this purpose, rain data for 03/1/2011 to 31/05/2011 were taken from the study area, in addition to the geographic information of the *La Arenosa* basin. The methodology was based on the purification and treatment of information through computational tools, obtaining the threat scenarios corresponding to each rain configuration, as well as establishing a technical framework on mass movements based on a bibliographic review. The results showed that there is a gradual growth of the class considered to be unstable, inasmuch as each rainfall configuration is applied, and consequently the reduction of the classes considered stable, as well as that the rain combined with the greater slopes provide a lower degree of stability. As a conclusion, it is worth noting that the model is capable of modeling shallow landslides caused by rainfall in a basin scale, and that both rainfall and slope have a great influence on the deflagration of mass movements, especially on shallow landslides.

Keywords: Mass Movements. Shallow Slides. GIS. SHIA_Landslide. *La Arenosa*.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resumo da classificação dos movimentos de massa.....	20
Tabela 2 - Agentes e causas do movimento de massa.	26
Tabela 3 - Outros modelos físicos.	33
Tabela 4 - Classes de acordo com o modelo SHALSTAB.	42
Tabela 5 - Definição das classes de estabilidade do SINMAP.....	43
Tabela 6 - Parâmetros de correção recomendados por Vélez (2001) e Francés, Vélez e Vélez. (2007).....	59
Tabela 7 - Parâmetros e símbolos utilizados para avaliação do modelo.....	63
Tabela 8 - Listagem das variáveis de acordo com sua classificação.	68
Tabela 9 - Área em km ² das medidas de classe para os eventos de chuva 259 a 261.....	81
Tabela 10 - Área em km ² das medidas de classe para os eventos de chuva 280 a 282.....	83
Tabela 11 - Área em km ² das medidas de classe para os eventos de chuva 456 a 459.....	85
Tabela 12 - Área em km ² das medidas de classe para os eventos de chuva 1390 a 1393 e 1935.....	88
Tabela 13 - Área em km ² das medidas de classe do evento de chuva 259 para cada faixa de declividade.....	89
Tabela 14 - Área em km ² das medidas de classe do evento de chuva 1395 para cada faixa de declividade.....	90

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Tipos de talude.....	19
Figura 2 - Esquema de queda.	21
Figura 3 - Esquema de tombamento.	22
Figura 4 - Esquema de deslizamento.	23
Figura 5 - Esquema de expansão lateral.....	24
Figura 6 - Rastejo ou <i>creep</i>	24
Figura 7 - Ciclo hidrológico-geotécnico.	27
Figura 8 - Risco.	29
Figura 9 - Métodos de análise de susceptibilidade a movimentos de massa.....	31
Figura 10 - Envoltória de resistência.	34
Figura 11 - Representação do modelo de estabilidade de encosta infinita.	35
Figura 12 - Representação dos parâmetros que compõem o modelo hidrológico.....	37
Figura 13 - Esquema representativo do regime permanente ao longo de uma encosta.	38
Figura 14 - Bloco esquemático de uma camada de solo.	39
Figura 15 - Modelo de infiltração TRIGRS com base no sistema de coordenadas cartesianas utilizadas na análise de Richard.....	45
Figura 16 - Interpolação espacial dos dados de precipitação.	48
Figura 17 - Modelo hidrológico conceitual e seus respectivos tanques.....	49
Figura 18 - Conteúdo de água no solo e água disponível.....	50
Figura 19 - Esquema de interconexões dos tanques do modelo SHIA_Landslide.....	56
Figura 20 - Representação da susceptibilidade à ocorrência de escorregamentos em função da declividade da encosta e espessura do solo.	58
Figura 21 - Esquema representativo para o modelo SLIDE.....	61
Figura 22 - Localização da bacia La Arenosa.	69
Figura 23 - Cicatrizes dos escorregamentos.....	71
Figura 24 - Etapas propostas para a metodologia.....	72
Figura 25 - Representação do arquivo “dados_area”.....	73
Figura 26 - Representação do arquivo “dados_chuva”.....	74
Figura 27 - Representação do arquivo “estações”.....	74
Figura 28 - Representação do arquivo “Rain”.....	74
Figura 29 - Representação do arquivo “dado_T_PR”.....	75

Figura 30 - Registros Adotados.	75
Figura 31 - Interface Gráfica pós Importação.	77
Figura 32 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 259.	79
Figura 33 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 260.	80
Figura 34 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 261.	80
Figura 35 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 280.	81
Figura 36 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 281.	82
Figura 37 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 282.	82
Figura 38 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 456.	83
Figura 39 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 457.	84
Figura 40 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 458.	84
Figura 41 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 459.	85
Figura 42 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1390.	86
Figura 43 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1391.	86
Figura 44 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1392.	87
Figura 45 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1393.	87
Figura 46 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1395.	88

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Variação do fator de segurança da célula da linha 217/coluna 129.....	90
Gráfico 2 - Variação do fator de segurança da célula da linha 90/coluna 209.....	90

LISTA DE EQUAÇÕES

(1).....	34
(2).....	35
(3).....	35
(4).....	36
(5).....	36
(6).....	36
(7).....	36
(8).....	36
(9).....	36
(10).....	37
(11).....	38
(12).....	38
(13).....	38
(14).....	39
(15).....	39
(16).....	39
(17).....	39
(18).....	40
(19).....	40
(20).....	40
(21).....	40
(22).....	41
(23).....	41
(24).....	41
(25).....	41
(26).....	43
(27).....	43
(28).....	44
(29).....	44
(30).....	44
(31).....	45
(32).....	45

(33).....	50
(34).....	51
(35).....	51
(36).....	51
(37).....	51
(38).....	51
(39).....	52
(40).....	52
(41).....	52
(42).....	52
(43).....	53
(44).....	53
(45).....	53
(46).....	53
(47).....	53
(48).....	53
(49).....	53
(50).....	53
(51).....	54
(52).....	54
(53).....	54
(54).....	54
(55).....	54
(56).....	55
(57).....	55
(58).....	55
(59).....	57
(60).....	57
(61).....	57
(62).....	57
(63).....	57
(64).....	58
(65).....	58
(66).....	58

(67).....	59
(68).....	61
(69).....	61
(70).....	61
(71).....	61
(72).....	62
(73).....	62
(74).....	64
(75).....	65
(76).....	65
(77).....	65
(78).....	65
(79).....	66
(80).....	66
(81).....	67

LISTA DE SIGLAS

FS	Fator de Segurança
IAEG	<i>Internacional Association of Engineering Geology</i>
IDF	Intensidade-Duração-Frequência
LISA	<i>Level I Stability Analysis</i>
MATLAB	<i>MATrix LABoratory</i>
MDT	Modelo Digital do Terreno
MNT	Modelo Numérico do Terreno
NASA	<i>National Aeronautics Space Administration</i>
SHALSTAB	<i>Shallow Landsliding Stability Model</i>
SHIA	<i>Simulación Hidrológica Abierta</i>
SI	<i>Stability Index</i>
SIG	Sistemas de Informação Geográfica
SINMAP	<i>Stability Index Mapping</i>
SLIDE	<i>SLope Infiltration-Distiuted Equilibrium</i>
TRIGRS	<i>Transient Rainfall Infiltration Grid Based on Regional Slope Stability Analysis</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
USDA	Departamento de Agricultura dos Estados Unidos

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	Justificativa.....	17
1.2	Estrutura do Trabalho	18
1.3	Objetivos.....	18
1.3.1	Objetivo Geral.....	18
1.3.2	Objetivos Específicos	18
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	19
2.1	Movimentos de Massa	19
2.1.1	Tipos de Movimento de Massa	21
2.1.1.1	<i>Quedas.....</i>	<i>21</i>
2.1.1.2	<i>Tombamentos.....</i>	<i>21</i>
2.1.1.3	<i>Deslizamentos ou Escorregamentos.....</i>	<i>22</i>
2.1.1.4	<i>Expansões Laterais</i>	<i>23</i>
2.1.1.5	<i>Fluxos.....</i>	<i>24</i>
2.2	Condicionantes do Movimento de Massa	24
2.3	Influência da Precipitação no Movimento de Massa.....	26
2.4	Conceitos Relacionados ao Risco Geológico Geotécnico.....	28
2.5	Modelos Físicos de Predição a Escorregamentos	30
2.5.1	Modelo de Estabilidade e Encosta Infinita	33
2.5.2	Modelo Hidrológico de Estado Uniforme (<i>Steady State</i>).....	37
2.5.3	Modelo SHALSTAB	40
2.5.4	Modelo SINMAP	42
2.5.5	Modelo TRIGRS	44
2.6	Modelos de Análise para Cálculo de Ameaça.....	47
2.6.1	Modelo SHIA_Landslide.....	47

2.6.2	Modelo SLIDE.....	60
2.6.3	Modelo de Alerta de Fluxo de Detritos	63
3	ÁREA DE ESTUDO	69
3.1	Bacia <i>La Arenosa</i> (Colômbia).....	69
3.2	A Tormenta na Bacia <i>La Arenosa</i>	70
4	METODOLOGIA	72
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
	REFERÊNCIAS	94

1 INTRODUÇÃO

Os desastres naturais têm estado na memória coletiva do homem desde a antiguidade: o dilúvio universal, a erupção vulcânica que destruiu a Pompéia e as enchentes do rio Nilo no Egito são exemplos de como a natureza tem deixado sua marca trágica na história dos povos. Nos últimos séculos, com as populações concentradas nos grandes centros urbanos, as catástrofes vêm adquirindo dimensões sem precedentes (GARCÍA, 2004), proporcionando implicações significativas que se refletem sob a forma de perdas e danos de natureza social, econômica e ambiental.

Conforme Alimohammadlou, Najafi e Yalcin (2013), algumas ameaças são conhecidas por serem mais recorrentes, como as secas, tempestades, inundações, terremotos, vulcões e temperaturas extremas. No entanto, García (2004) afirma que os movimentos de massa são os responsáveis por consideráveis perdas socioeconômicas significativas. Um dos principais motivos para o aumento da observação dos deslizamentos de terra deve-se ao acréscimo da susceptibilidade do solo como consequência da superexploração dos recursos naturais, desmatamento, crescente urbanização e uso descontrolado do solo (RENDÓN, 2016). Segundo Herath e Wang (2009), os deslizamentos configuram-se como a sétima maior causa de morte entre as catástrofes naturais, colaborando para 17% dos casos de mortalidade.

A previsão de suas ocorrências representam um desafio as comunidades científicas, tecnológicas e governamentais, devido à complexidade dos fatores controladores da estabilidade da encosta e a falta de dados disponíveis que ajudem a monitorar esses processos. Apesar das diferenças entre as perspectivas analíticas a respeito dos movimentos de massa, sobretudo escorregamentos, há um consenso acerca do papel da chuva como principal elemento de deflagração desses fenômenos (CABRAL, 2018), principalmente em regiões tropicais montanhosas.

Neste contexto, conforme Ahrendt (2005), nas décadas de 1970 e 1980 diversos pesquisadores se dedicaram a realizar correlações entre os movimentos de massa e os períodos chuvosos em que ocorreram, para identificar e estabelecer limites críticos de chuva acumulada pela ocorrência de escorregamentos. As pesquisas foram realizadas com sucesso, tendo seus resultados frequentemente utilizados. Contudo, ainda que eficiente, estes estudos têm demonstrado que as chuvas que alteram o grau de estabilidade das encostas apresentam características variadas, principalmente no que tange à duração e intensidade, e que estão associadas com alguns atributos específicos do meio físico.

Segundo Castellanos e González (1996), 93% das ocorrências de deslizamentos são causadas por eventos meteorológicos, onde 56% desses casos são ocasionados por períodos

de chuva prolongados, enquanto o restante da parcela é causada por chuvas intensas e de curta duração.

Diante disto, com o intuito de reduzir, prever e entender os fatores que condicionam estes eventos, várias metodologias vêm sendo desenvolvidas baseadas na combinação de modelos hidrológicos com modelos de estabilidade de talude utilizando como referencial a modelagem matemática, por meio da avaliação das diferentes características do meio físico, princípios e técnicas associadas à cartografia geotécnica, desta forma, tendo como resultado a definição de áreas susceptíveis a deslizamentos, proporcionando assim reduzir ou evitar prejuízos ambientais, materiais e perdas de vida (GODOY, 2015).

1.1 Justificativa

Os desastres naturais têm afetado de forma acentuada muitas vidas. A ocorrência dos fenômenos que causam tais desastres não está associada somente as características ambientais propícias, mas também com a inter-relação entre sociedade e natureza (MELO, 2018). À vista disso, o estudo dos deslizamentos tem sido incluído nos projetos de ordenamento territorial, adaptando o conceito de ameaça a movimentos de massa, no sentido de prevenir e implementar as medidas necessárias que aumentam a proteção das sociedades ante os desastres naturais (EECKHAUT; HERVÁS, 2012).

Diante da frequência de eventos de deslizamento, o desenvolvimento de metodologias de previsão dos movimentos de massa se torna essencial como uma ferramenta de subsídio para políticas de prevenção de danos, desta forma, delimitando áreas que são mais susceptíveis, permitindo a tomada de decisões que visem à previsão ou diminuição de prejuízos humanos e econômicos (MENDONÇA, 2017).

Dentre as ferramentas desenvolvidas, os modelos hidrológicos e geotécnicos mostram a importância de simular os processos de armazenamento de água na superfície terrestre e a sua influência na dinâmica dos solos, apresentando resultados mais confiáveis no tocante à modelagem conceitual (LIGGETT; WERNER; SIMMONS, 2012).

Nesse contexto, a pesquisa propõe-se a obter cenários de ameaça a escorregamentos rasos provocados por chuva, em termos de Fator de Segurança, utilizando um modelo baseado na abordagem citada acima, conhecido como SHIA_Landslide, permitindo também, ao final, avaliar sua sensibilidade, comparar os resultados de estabilidade com elementos ambientais, como a declividade e verificar o comportamento do FS ao longo do tempo.

1.2 Estrutura do Trabalho

O presente trabalho encontra-se dividido em seis capítulos. O primeiro capítulo contextualiza o tema a ser abordado na pesquisa, mostrando sua relevância e motivação, bem como os objetivos a serem alcançados.

A revisão bibliográfica, a qual se encontra exposta no segundo capítulo, refere-se ao estabelecimento dos aspectos de maior relevância sobre a ocorrência de movimentos de massa presentes na literatura especializada, com enfoque na classificação, tipos e condicionantes dos movimentos de massa, influência da precipitação nos movimentos de massa, conceitos relacionados ao risco geológico-geotécnico, principais modelos físicos de previsão a escorregamentos e os modelos de análise para cálculo de ameaça.

A descrição das características gerais da área de estudo é realizada no capítulo 3, situando-a do ponto de vista geográfico e natural. No quarto capítulo, os procedimentos metodológicos utilizados na manipulação e tratamento dos dados são citados e explicados de maneira detalhada.

Os resultados oriundos das análises desenvolvidas constam no quinto capítulo, trazendo também as principais discussões em relação aos dados obtidos. Por fim, o sexto capítulo traz as considerações finais geradas nesta monografia.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo Geral

Obter cenários de ameaça a escorregamentos rasos, em termos de fator de segurança, com o uso de diferentes configurações de chuva, por meio do modelo SHIA_Landslide.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Verificar a sensibilidade do modelo diante das diferentes configurações de chuva;
- Comparar os resultados de estabilidade com os elementos ambientais (declividade);
- Verificar o comportamento do FS ao longo do tempo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Movimentos de Massa

Para compreender os tipos de movimento de massa, deve-se entender a definição de encostas ou taludes. Fiori e Carmignani (2013) definem, sob o termo genérico de talude, qualquer superfície inclinada que limita um maciço de terra, de rocha ou de ambos. Pode ser natural, caso das encostas ou vertentes, ou artificial, quando construído pelo homem, caso dos cortes e aterros. A Figura 1 apresenta os tipos de taludes existentes.

Figura 1 - Tipos de talude.



Fonte: Guimarães (2016).

A estabilidade de taludes depende da capacidade do solo em suportar cargas, ou seja, depende da resistência ao cisalhamento do solo. Quando as forças resistentes do solo são superadas pelas forças solicitantes, há o rompimento do mesmo, ocasionando movimentos de massa (GODOY, 2015).

Os movimentos de massa em encostas podem ser gerados por um conjunto de circunstâncias que dependem da história geológica do solo, das condições climáticas, do fluxo subterrâneo e da ação do homem. No contexto da engenharia geotécnica e da geologia, os agentes que atuam na evolução das encostas têm grande importância, uma vez que afetam zonas habitadas e, por esse motivo, os mesmos têm sido amplamente estudados (OCAMPO-ARAYA, 2016).

Como definição para movimento de massa, pode-se considerar aquela proposta por Cruden (1991) citado por Azevedo (2011), a qual define-se como o movimento de um material composto de rocha, solo ou detritos ao longo de uma encosta.

A classificação destes movimentos é um objeto marcante para a compreensão desses fenômenos, apresentando-se como um primeiro passo da investigação científica, destinando-se a reduzir uma variedade de fenômenos relatados, facilitando seu reconhecimento em grupos significativos com base em atributos comuns (CROZIER, 1986). De acordo com García (2004), os movimentos de massa apresentam diversas classificações devido a sua complexidade, que envolve uma variedade de materiais e processos.

A classificação mais aceita internacionalmente é a de Varnes (1978), que se baseia no tipo de movimento e no tipo de material transportado, sendo adotado pela *Internacional Association of Engineering Geology* (IAEG). No entanto, conforme Lima (2002), a classificação proposta por Varnes (1978) não faz o detalhamento do movimento, material, granulometria das movimentações apresentadas, desta forma, sendo uma classificação mais simples. Na Tabela 1, apresenta-se o resumo desta classificação e, em seguida, no tópico (2.1.1), a descrição geral dos principais movimentos de massa.

Tabela 1 - Resumo da classificação dos movimentos de massa.

Tipo de Movimento	Tipo de Material		
	Rocha	Solos	
		Predominantemente grosso	Predominantemente fino
Quedas	Queda de blocos	Queda de detritos	Queda de solo
Tombamentos	De Rocha	De detritos	De solo
Deslizamentos (Escorregamentos)	Rotacionais de rocha	Rotacionais de rocha e solo	Rotacionais de solo
	Translacionais de rocha	Translacionais de rocha e solo	Translacionais de solo
Expansões Laterais	De Rocha	De detritos	De solo
Fluxos (Escoamentos)	Rastejo de rochas (creep)	Rastejos e corridas	
Complexos	Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

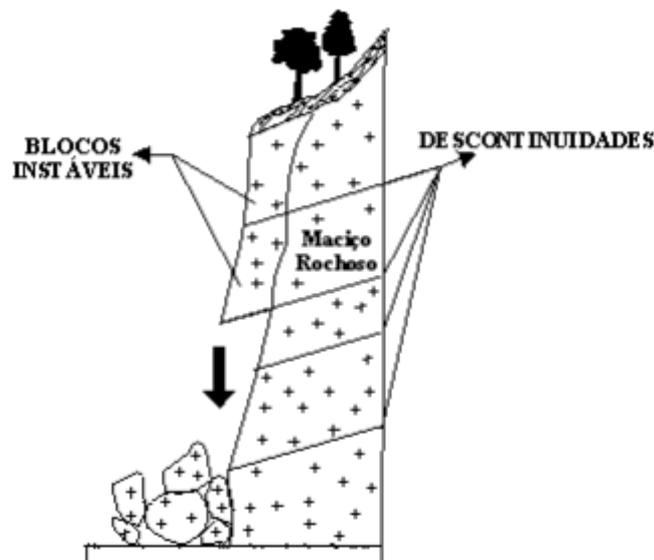
Fonte: Adaptado de Varnes (1978 citado por GARCÍA, 2004).

2.1.1 Tipos de Movimento de Massa

2.1.1.1 *Quedas*

São movimentos de massa nos quais um ou vários blocos de solo ou rocha, ou ambos, se desprendem de uma encosta, sem que ao longo desta superfície ocorra deslocamento cortante apreciável. São mundialmente comuns em encostas íngremes ou verticais, em zonas costeiras, ao longo de taludes de estradas e margens rochosas de rios e córregos (TIGA, 2013). É definida pela queda livre do material a partir de uma elevação, com ausência de movimentação, apresentam-se em solos coesivos e rochas (GARCÍA, 2004). A Figura 2 ilustra o mecanismo de queda.

Figura 2 - Esquema de queda.

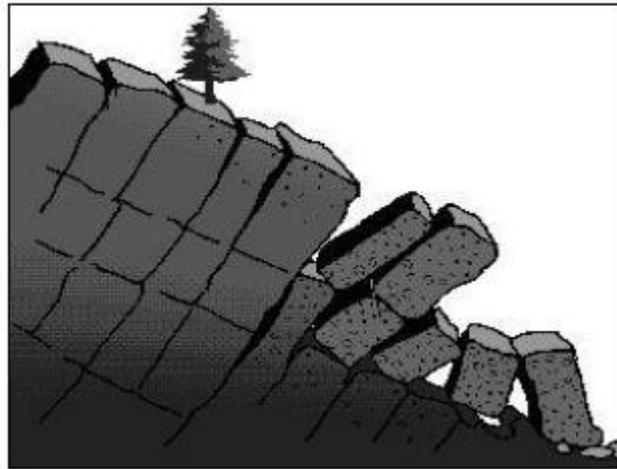


Fonte: UNESP (2018).

2.1.1.2 *Tombamentos*

Este tipo de movimento é uma rotação para a frente de uma ou mais unidades de material, com centro de rotação abaixo do centro de gravidade da unidade, e comumente ocorre em formação rochosa. As forças que os originam são formadas por unidades adjacentes, fluidos em fissuras, expansões e terremotos (COTARELO, 2015). A Figura 3 ilustra esse tipo de movimento.

Figura 3 - Esquema de tombamento.



Fonte: Marcelino (2004).

2.1.1.3 Deslizamentos ou Escorregamentos

Consiste em um tipo de deslocamento finito por toda a extensão da superfície de movimentação ou deformação. A velocidade do movimento oscila conforme a causa inicial do movimento, natureza e topografia do terreno (GODOY, 2015). São, a rigor, os únicos que podem ser submetidos a análises estáticas, do tipo método de equilíbrio-limite. Várias são as causas que levam a esse fenômeno (MASSAD, 2010):

1. Alteração da geometria do talude, tanto através do deslocamento do seu pé por cortes ou escavações, quanto de retaludamentos com o aumento da sua inclinação;
2. Colocação de sobrecargas no topo das encostas;
3. Infiltração de águas de chuvas, que podem elevar as pressões neutras (reduzindo, portanto, a resistência do solo), ou provocar um amolecimento do solo (diminuição dos parâmetros de resistência, principalmente da coesão aparente);
4. Desmatamento e poluição ambiental, que levam à destruição da vegetação, a qual tem papel importante na estabilização das encostas.

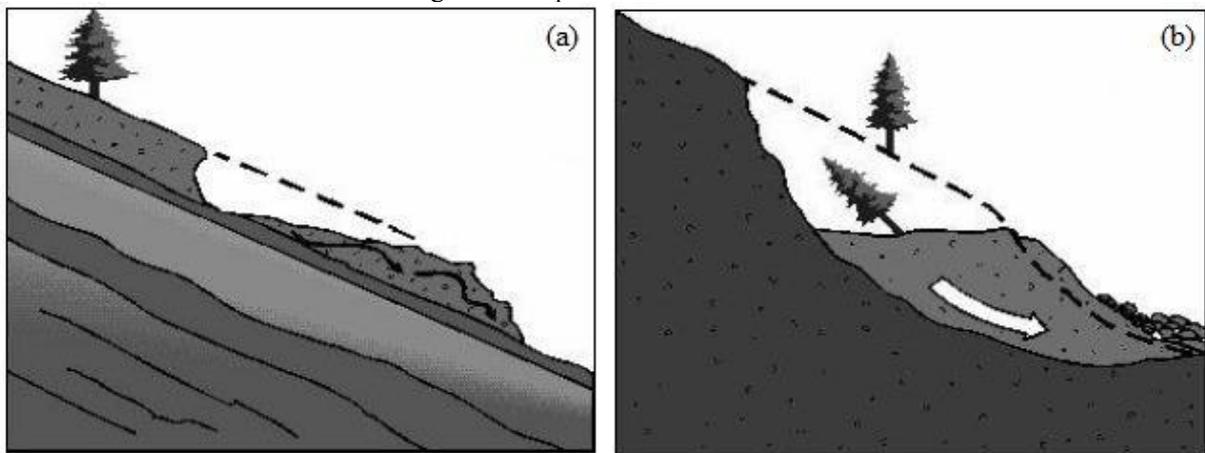
No sistema Varnes (1978) citado por Tiga (2013), os deslizamentos são classificados, de acordo com a forma da superfície de falha, em translacionais e rotacionais. A Figura 4 ilustra esses deslizamentos.

- a) Deslizamentos translacionais: comumente ocorrem ao longo de discontinuidades geológicas tais como falhas geológicas, junções, superfícies, estratificações ou o ponto

de contato entre rocha ou solo (HIGHLAND & BOBROWSKY, 2008). São distinguidos dos movimentos rotacionais principalmente pela superfície ser plana e não curva (GODOY, 2015). De acordo com Gerscovich (2012), podem apresentar uma superfície de ruptura no formato de cunha caso os planos de fraqueza se cruzem ou quando as camadas de menor resistência não são paralelas às superfícies do talude.

- b) Deslizamentos rotacionais: também chamados de circulares, são caracterizados pelo deslocamento do material por toda a extensão de uma superfície curva de ruptura, com rotação traseira do bloco deslizado, ocorrendo normalmente em solos desagregados ou pouco consolidados (WICANDER & MONROE, 2009).

Figura 4 - Esquema de deslizamento.



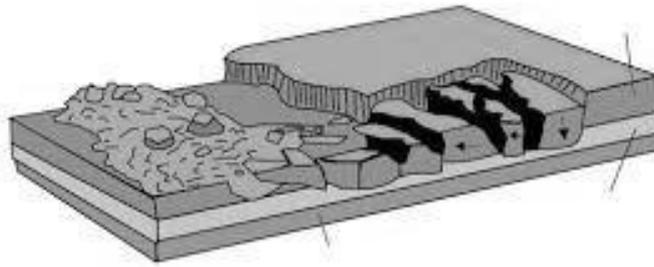
Fonte: Marcelino (2004).

Legenda: (a) translacional; (b) rotacional.

2.1.1.4 Expansões Laterais

O modo dominante deste movimento é o acomodamento lateral por fraturas de cisalhamento ou tensão (Figura 5). O mecanismo de falha pode incluir não só os elementos de rotação e translação, mas também de fluxo. Em geral, os movimentos são complexos e difíceis de caracterizar (COTARELO, 2015). Ocorre em solos coesivos ou maciços rochosos e com subsidência de um material mole subjacente (TIGA, 2013).

Figura 5 - Esquema de expansão lateral.

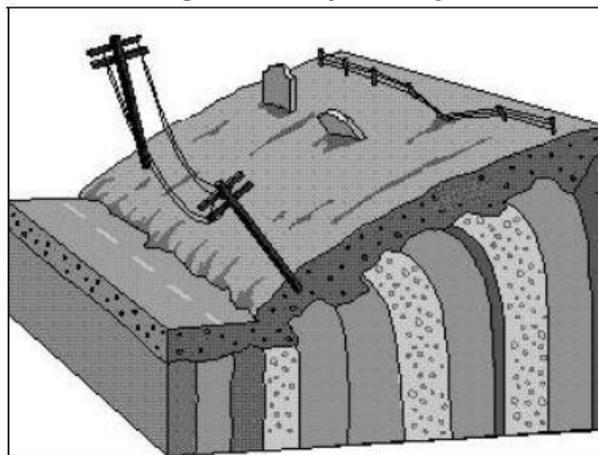


Fonte: Highland e Bobrowsky (2008).

2.1.1.5 Fluxos

São deformações ou movimentos constantes, que frequentemente não apresentam uma superfície definida ao longo da qual a movimentação ocorre. A distribuição de velocidades no deslocamento da massa lembra um fluido viscoso, se os movimentos são lentos, denomina-se rastejo ou *creep*, caso sejam rápidos denomina-se corridas (fluxos) (GARCÍA, 2004). Em relação ao rastejo, conforme diversos autores, este tipo de processo não apresenta uma superfície de ruptura marcante; sua identificação é possível pela mudança na verticalidade de árvores, postes, muros, etc. (Figura 6).

Figura 6 - Rastejo ou *creep*.



Fonte: Marcelino (2004).

2.2 Condicionantes do Movimento de Massa

Os movimentos de massa podem ser desencadeados por diferentes tipos de agentes condicionantes, que atuam de forma interativa e, portanto, não devem ser analisados

isoladamente (GODOY, 2015). Guidicini e Nieble (1984) utilizam a terminologia para abordar estes condicionantes, entendendo como causa o modo de atuação de um determinado agente na desestabilização de um talude ou de uma encosta. Estes autores dividiram tais condicionantes em agentes predisponentes e efetivos e quanto às causas destacam-nas como internas, intermediárias e externas.

Entende-se como agentes predisponentes os fatores que estão relacionados às condições naturais dadas pelas características intrínsecas dos materiais, sem a ação do homem; são aqueles que tornam a encosta susceptível ao movimento de massa e, geralmente, estão associados às condições geológicas, geométricas e ambientais da área. Já os agentes efetivos são aqueles que atuam modificando as condições originais dos materiais e/ou do equilíbrio, a princípio existente na encosta, ou seja, são aqueles que dão início ao movimento, incluindo a atividade antrópica.

Segundo Bezerra (2016), os agentes efetivos podem ser diferenciados em agentes preparatórios e agentes imediatos. No primeiro caso, os agentes atuam alterando, de forma contínua e progressiva, as condições de equilíbrio inicialmente existente. Nesta categoria, tem-se: pluviosidade, erosão pela água ou vento, ação de animais, ação humana, etc. Enquanto os agentes imediatos são aqueles que estabelecem a deflagração dos mecanismos de rompimento e movimentação que constituem o fenômeno, tais como: chuva intensa, terremotos, erosão, vento, entre outros.

As causas, conforme Cabral (2018), são destacadas de acordo com sua posição no talude, onde as internas provocam a instabilidade sem que haja mudança na geometria da encosta, reduzindo a resistência do material que a compõe; as externas geram o aumento da tensão cisalhante, sem reduzir a resistência do material do talude; e as intermediárias são resultados de agentes externos na parte interna do talude. A Tabela 2, baseada em Guidici e Nieble (1984), apresenta um resumo dos agentes e causas dos movimentos de massa.

Em relação aos agentes condicionantes anteriormente citados, eles podem ser agrupados em fatores geológicos, pedológicos, geomorfológicos, hidrológicos, de cobertura vegetal ou até mesmo antrópicos (MICHEL, 2013).

Tabela 2 - Agentes e causas do movimento de massa.

Agentes	Predisponentes	Complexo geológico, morfológico e climático-hidroológico; gravidade, calor solar, vegetação	
	Efetivos	Preparatórios	Pluviosidade, erosão pela água e vento, variação de temperatura, congelamento e degelo, oscilação do nível de lagos e marés e do lençol freático, ação de fontes e mananciais, dissolução química, ação de animais e humana, inclusive desflorestamento.
		Imediatos	Chuvas intensas, fusão do gelo e neves, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem.
Causas	Internas	Efeito das oscilações térmicas; diminuição dos parâmetros de resistência por <i>intemperismo</i> .	
	Externas	Mudanças na geometria do sistema; efeitos de vibrações; mudanças naturais na <i>inclinação das camadas</i> .	
	Intermediárias	Elevação do nível piezométrico em massas homogêneas; elevação da coluna d'água em descontinuidades; rebaixamento rápido do lençol freático; erosão subterrânea retrogressiva (<i>piping</i>); diminuição do efeito da <i>coesão aparente</i> .	

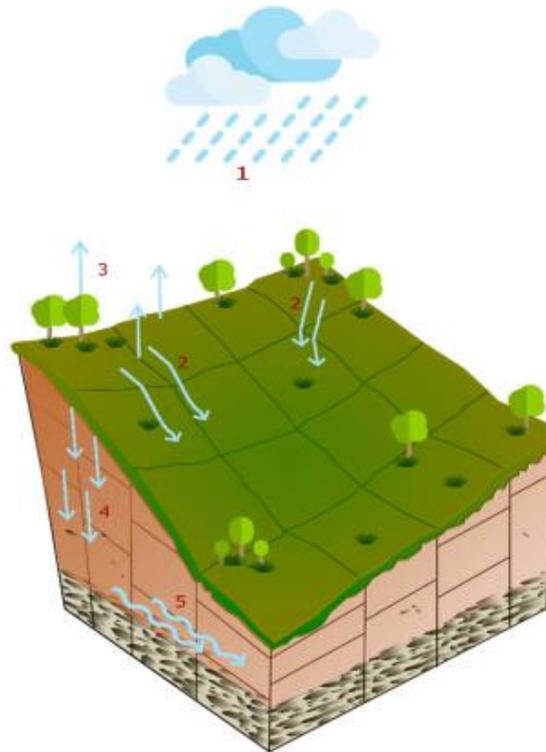
Fonte: Guidicini e Nieble (1984).

2.3 Influência da Precipitação no Movimento de Massa

A precipitação é a água proveniente do vapor de água da atmosfera que pode cair na superfície terrestre em qualquer estado. É considerado o elemento climático de maior importância no desencadeamento dos movimentos de massa em encostas (KORMANN; SESTREM; PRETTO, 2013).

De acordo com Pinto *et al.* (2013), citado por Rojas (2017), na representação do ciclo hidrológico as precipitações são consideradas como o processo inicial para a modelagem do armazenamento da água na superfície terrestre. Na engenharia geotécnica, especificamente no problema de estabilidade de taludes, o conceito de ciclo hidrológico é simplificado como se ilustra na Figura 7 escolhendo-se assim os fenômenos físicos de precipitação, de evaporação, de escoamento superficial, de infiltração e de escoamento subsuperficial. Este é conhecido no meio como o ciclo hidrológico-geotécnico.

Figura 7 - Ciclo hidrológico-geotécnico.



Fonte: Rojas (2017).

Legenda: 1) Precipitação; 2) Escoamento superficial; 3) Evaporação; 4) Infiltração; 5) Escoamento sub-superficial.

Conforme Tatiziana *et al.* (1987) e Delmanaco *et al.* (1995) citados por Silva (2014), a influência da precipitações nos movimentos de massa decorrem dos seguintes processos:

- ✓ Alteração dos parâmetros de resistência dos materiais: diminuição da coesão aparente, eliminação das tensões capilares (ou poropressões negativas), dissolução da cimentação;
- ✓ Aumento da sollicitação externa: aumento do peso específico dos materiais que formam a encosta;
- ✓ Avanço da frente de saturação no maciço, provocando o desenvolvimento de poropressões positivas nos solos, subpressões nas discontinuidades rochosas e forças de percolação;
- ✓ Alteração do perfil da encosta por erosão de materiais.

Segundo Castro (2006), a maioria dos casos de escorregamento em encostas ocorre na época de chuvas, sendo que grande parte no final da estação. A partir disso é comum apresentar a hipótese de que o mecanismo de escorregamento está relacionado com o aparecimento de poropressões positivas, provenientes da formação de nível d'água na

superfície da encosta ou nas proximidades da mesma. De acordo com o autor, outro mecanismo de ruptura das encostas está relacionado à infiltração da água através dos solos não saturados.

Em muitas regiões, mesmo com grandes espessuras de solos, verificam-se deslizamentos rasos, com 2 ou 3 metros de profundidade, que geralmente se desenvolvem paralelamente à superfície da encosta. O nível freático nas regiões de solos espessos, com frequência, situa-se em profundidades consideráveis em relação a superfície do terreno e, mesmo em casos de chuvas intensas, é duvidoso que estas possam levar a um soerguimento do nível tão alto a ponto de desencadear deslizamentos rasos. Contudo, parece não haver dúvida de que esses escorregamentos rasos são desencadeados pela infiltração da água da chuva (FIORI & CARMIGNAMI, 2013).

Em solos parcialmente saturados há a presença de pressões neutras negativas, a sucção, que pode se dizer que é o aumento da coesão aparente. A velocidade de avanço da água infiltrada pelas chuvas é tanto menor quanto mais seco for o solo. À medida que o grau de saturação aumenta, maior é essa velocidade, com o início das chuvas, a camada superior do solo absorve a água, saturando-a e aumentando a condutividade hidráulica. Com isso, inicia-se o avanço da frente de saturação no solo, este avanço depende do grau de saturação inicial do solo, bem como de seu índice de vazios e da intensidade e duração da chuva (CASTRO, 2006).

Ao que tudo indica, os escorregamentos rasos parecem ser consequência direta do gradual aprofundamento da zona de saturação por causa da infiltração da água da chuva, que resulta, em um primeiro momento, num aumento da umidade do solo e, conseqüentemente, em um decréscimo na sucção que, por sua vez, leva a um decréscimo na resistência ao cisalhamento no plano potencial de deslizamento (FIORI & CARMIGNAMI, 2013).

2.4 Conceitos Relacionados ao Risco Geológico Geotécnico

Os eventos geológicos geotécnicos são ocorrências contínuas naturais, resultantes dos processos exógenos ou endógenos que modificam o ambiente geológico com uma determinada magnitude, durante um período, em uma área específica, com o objetivo de equilibrar o sistema terrestre. Acidentes e desastres naturais são eventos causadores de catástrofes que envolvem perdas de vidas e materiais. Esses eventos são causados por fenômenos da natureza ou pelas intervenções do homem, e o seu estudo permite o entendimento do desenrolar dos processos envolvidos, a avaliação das perdas materiais e

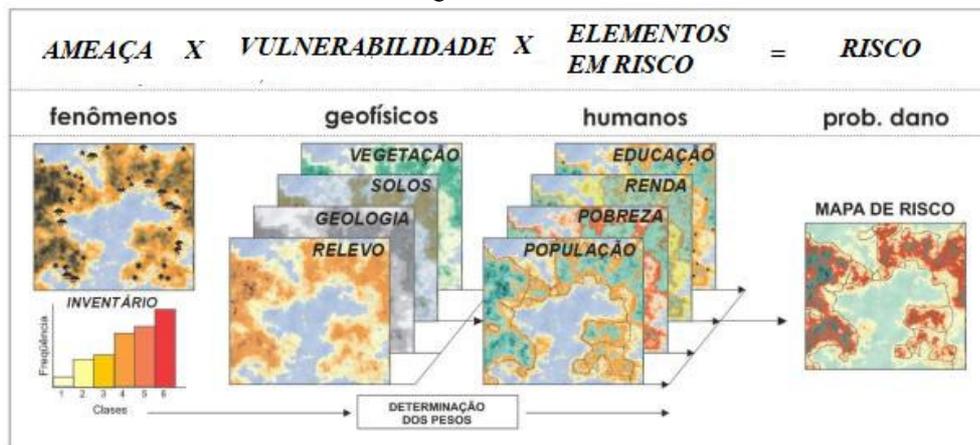
humanas e ainda reconhecer as fragilidades dos sistemas envolvidos (GUIMARÃES-SILVA, 2015).

Há diversos conceitos que abrangem termos ligados ao risco geológico geotécnico. No sentido de promover uma uniformidade quanto ao emprego destes termos pela comunidade internacional, o comitê técnico em gerenciamento e avaliação de riscos, conforme Fell *et al.* (2005), desenvolveu um glossário. Os autores salientam que estas definições devem ser empregadas para todo zoneamento, registros e documentos de planejamento e uso do solo, recomendando-se que os conceitos estejam associados a estes materiais, no intuito de evitar interpretações equivocadas.

Nesse contexto, alguns termos presentes no documento citado, bem como suas respectivas definições encontram-se explicitados abaixo, visto que clareza destes é fundamental para total compreensão do tema.

- a) Risco (*Risk*): Uma medida da probabilidade e da gravidade de um efeito adverso à saúde, as propriedades ou ao ambiente. Geralmente estimado como o produto da probabilidade da ameaça pelas consequências para os elementos em risco. Risco = ameaça × vulnerabilidade × elementos em risco (Figura 8).

Figura 8 - Risco.



Fonte: Adaptada de Silva (2011)

- b) Ameaça (*Hazard*): é uma condição com potencial de causar uma consequência indesejável. Uma descrição de ameaça por movimento de massa deve englobar a localização, o volume ou área, classificação, velocidade e a probabilidade de ocorrência em determinado período de tempo. Ameaça = susceptibilidade + evento detonante.

- c) Vulnerabilidade (*Vulnerability*): é o grau de perda para um dado elemento ou conjunto de elementos dentro da área afetada por um ou mais escorregamentos. É expressa em uma escala de 0 (sem perda) a 1 (perda total). Depende principalmente da exposição do elemento à ameaça, por exemplo, quanto maior a distância do escorregamento, a vulnerabilidade tende a ser menor.
- d) Susceptibilidade: refere-se fundamentalmente à probabilidade espacial de ocorrência de um determinado fenômeno em uma área conhecida. Não considera de forma explícita a probabilidade de ocorrência, que depende também da recorrência de fatores de disparo, tais como as precipitações ou sismos. Guimarães-Silva (2015) ressalta que a susceptibilidade demonstra as características predisponentes do meio físico diante dos processos geológicos geotécnicos e da vulnerabilidade.

2.5 Modelos Físicos de Predição a Escorregamentos

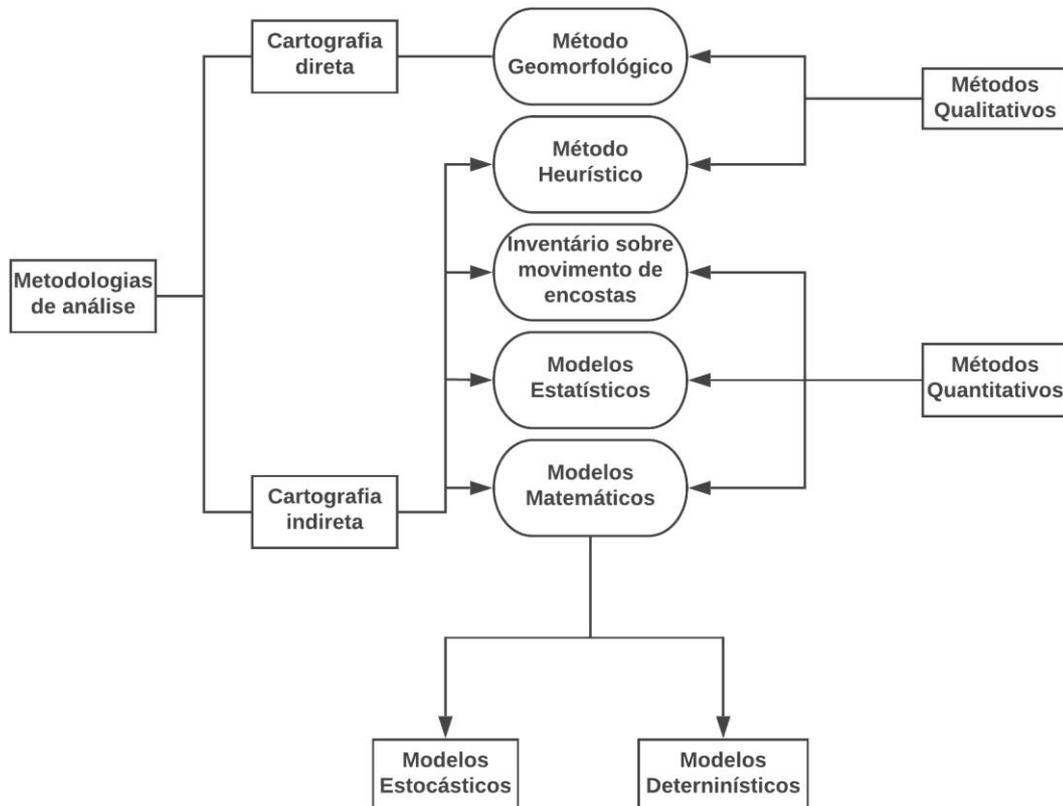
A predição de escorregamento tem como finalidade a redução das consequências socioeconômicas e ambientais relativas a esses processos, evitando o aumento de acidentes que podem ocorrer em uma determinada região (CABRAL, 2018). De acordo com Filho e Virgili (1998), foram desenvolvidos alguns métodos de investigação e previsão, considerando as diferentes visões acerca destes processos, principalmente quanto aos mecanismos de ruptura e tipologias.

Atualmente existem, principalmente em ambientes de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), métodos que buscam investigar áreas susceptíveis a escorregamentos na paisagem. Nesses ambientes, as informações são processadas e analisadas, possibilitando a elaboração de mapas de susceptibilidade a partir de diferentes abordagens (VIEIRA, 2007). Conforme Mendonça (2017), a avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de massa pode ser realizada através das seguintes abordagens: por método de cartografia direta e método de cartografia indireta (Figura 9).

- ✓ Cartografia direta: tem como base a ponderação de atributos que são obtidos pelos técnicos que realizam os levantamentos. Corresponde a um método experimental que varia de pessoa para pessoa, no caso, quem realizou o inventário. Revela-se um processo demorado e difícil no que tange a validação de resultados, visto que será sempre necessária uma nova ocorrência de movimentos.

- ✓ Cartografia indireta: sustentam-se nos fatores, mecanismos e causas que provocam a instabilidade geomorfológica, sua influência é determinada pela aplicação de modelos de base física (determinísticos) ou de base estatística. Estes fatores acarretam a uma normalização das metodologias, gerando resultados mais objetivos.

Figura 9 - Métodos de análise de susceptibilidade a movimentos de massa.



Fonte: Adaptada de Faria (2014, citado por MENDONÇA, 2017).

Segundo Carrara *et al.* (1999), o extenso uso de sistemas de informações geográficas tem revolucionado o entendimento a ocorrências dos movimentos de massa e contribuído muito para o estudo destes fenômenos. O SIG é conceituado com um sistema composto por um conjunto de informações computacionais, que integram dados, com a finalidade de manipular, analisar e visualizar dados espacialmente referenciados a um sistema de coordenadas conhecido.

Para Ramos, Silveira e Roig (2007), os sistemas de informações geográficas sobressaem-se das demais geotecnologias pelo fato de proporcionar a integração de um volume considerável de informações geográficas e alfanuméricas correlacionadas,

expandindo, assim, as possibilidades de análises, juntamente com a otimização do tempo de recuperação e tratamento dos dados inter-relacionados.

Carrara e Pike (2008) destacam que os avanços alcançados na tecnologia dos sistemas de informação geográfica e em ferramentas matemáticas e estatísticas voltadas para a modelagem e simulação têm permitido a crescente aplicação de técnicas de caráter quantitativo em vários campos das Ciências da Terra. Desta forma, segundo García (2004), a fusão entre um bom modelo de avaliação de susceptibilidade aos movimentos de massa e os sistemas de informação geográfica constituem um instrumento eficiente para os profissionais das áreas envolvidas na mitigação dos riscos e controle do crescimento das cidades.

Nesse contexto, Listo (2016) salienta que o uso de modelos matemáticos para a previsão de áreas instáveis, sobretudo a escorregamentos translacionais rasos, pode ser uma ferramenta extremamente objetiva, simples e de baixo custo no auxílio à redução das situações negativas geradas por estes processos. Segundo o autor, estas ferramentas possuem como base os modelos hidrológicos e de estabilidade, levando-se em consideração informações geotécnicas e hidrológicas das encostas. Buscam, apoiando-se em leis físicas, reduzir a subjetividade na análise de rupturas, quantificando os graus de susceptibilidade em valores absolutos, através do cálculo do fator de segurança.

Conforme Vieira (2007), um dos primeiros modelos desenvolvidos para avaliação da estabilidade das encostas com base na teoria do talude infinito foi chamado de *Level I Stability Analysis* (LISA), desenvolvido pelo departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA). Posteriormente, surgiram outros modelos seguindo essa mesma linha de pesquisa.

De acordo com Listo (2015), dos modelos matemáticos para previsão de graus de susceptibilidade de encostas, destacam-se os modelos SHALSTAB, SINMAP e TRIGRS, sendo este último direcionado para a previsão de escorregamentos translacionais rasos induzidos por eventos pluviométricos, tendo sido desenvolvido por Baum, Savage e Godt (2002, citado por LISTO, 2015) para calcular a variação do fator de segurança em diferentes profundidades de solo, de acordo com as mudanças da carga de pressão ao longo de um evento pluviométrico.

Rendón (2016) atenta que, embora a maioria dos modelos estejam baseados na análise de taludes infinito, estes diferem-se na forma como a poro-pressão é calculada. A autora explica ainda que a maior desvantagem desses modelos é que não levam em conta o esforço do fluxo superficial e a topografia em diferentes direções perpendiculares à encosta. Na Tabela 3 são apresentados outros modelos físicos.

Tabela 3 - Outros modelos físicos.

MODELO	HIDROLÓGICO	GEOTÉCNICO (ESTABILIDADE)	DIM.
CHASM	Esquema de diferenças finitas usando as equações de Richards para fluxo vertical e as equações de Darcy para fluxo lateral.	Método Bishop simplificado circular em condições não saturadas	2D
dSLAM	Onda cinemática das águas subterrâneas	Modelo de talude infinito em condições saturadas	3D
Pradel & Raad	Infiltração vertical transiente Green Ampt	Modelo de talude infinito em condições não saturadas	1D
GEOtop-FS	Esquema de diferenças finitas usando as equações de Richards para fluxo vertical e as equações de Darcy para fluxo lateral. GEOtop (Bertold & Rigon, 2004)	Modelo de talude infinito em condições saturadas	3D

Fonte: Adaptado de Rendón (2016).

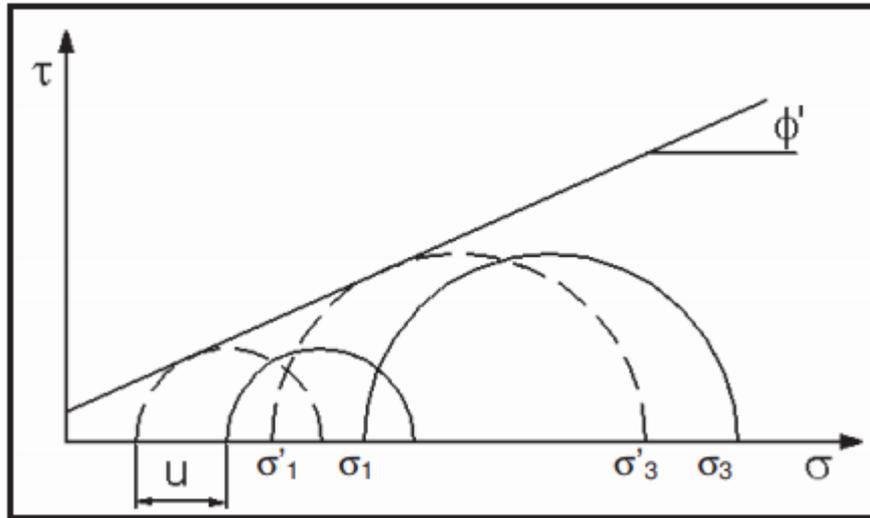
2.5.1 Modelo de Estabilidade de Encosta Infinita

De acordo com Fiori e Carmignani (2013), o estudo de estabilidade de encostas, considera, fundamentalmente, a relação de equilíbrio existente entre campos de forças distintos: devidas ao peso dos materiais, ao escoamento da água e à resistência ao cisalhamento. Portanto, a análise de equilíbrio-limite admite que as forças que tendem a induzir a ruptura ou movimento dos materiais em encostas são balanceadas pelas forças resistentes.

Em vista disso, a relação entre estas forças pode ser expressa pelo Fator de Segurança (FS), que conforme Bishop (1955) citado por Michel, Kobiyama e Goerl (2012), é definido como a relação entre a real resistência ao cisalhamento do solo e a mínima necessária para prevenir falhas.

Para o estudo de escorregamento translacional raso é comum utilizar-se do modelo de estabilidade de encosta infinita. Para Melo (2018) esse modelo é apropriado para situações onde o comprimento da encosta é superior à profundidade do solo, isso se deve, segundo a autora, em função do tipo de análise realizada em relação a um plano infinito de solo sobre um plano inclinado que desconsidera os efeitos provindos do atrito nas laterais e nas extremidades. Segundo Silva (2006), na análise de estabilidade de talude, os parâmetros de resistência são, em sua maioria, obtidos a partir da envoltória de Mohr-Coulomb (Figura 10).

Figura 10 - Envoltória de resistência.



Fonte: Silva (2006).

A resistência do solo, conforme o critério de Mohr-Coulomb, é definido em termos de tensões normais e tensões cisalhantes desenvolvidas no plano de ruptura. Esse critério é expresso pela seguinte equação:

$$\tau = c + (\sigma - u) \cdot \operatorname{tg} \phi \quad (1)$$

Onde:

τ = tensão cisalhante no momento de ruptura;

c = coesão do solo;

σ = tensão normal;

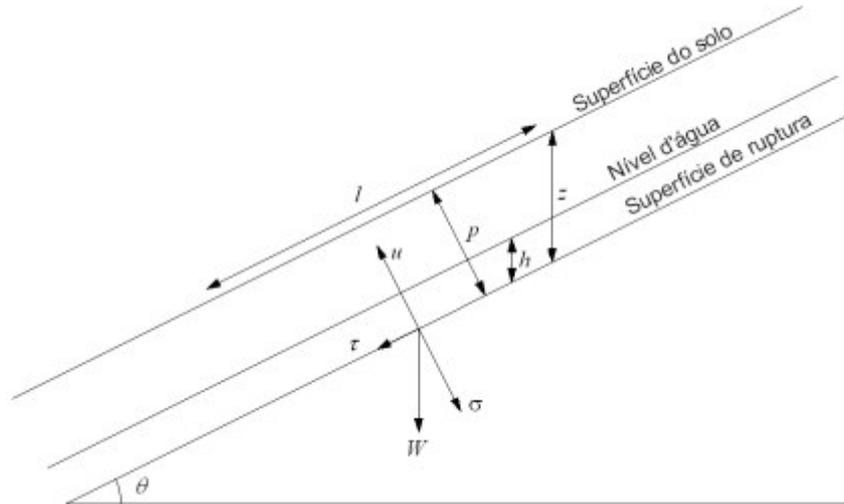
$\sigma - u$ = tensão efetiva no plano de ruptura;

ϕ = ângulo de atrito interno do solo.

De acordo com Melo (2018), a equação (1) vincula ϕ e a c à resistência de cisalhamento do solo, isto é, relacionado à tensão de um solo para um nível de deformação que permita caracterizar a condição de ruptura. O atrito interno de um solo representa o atrito físico entre suas partículas e o atrito fictício procedente do entrosamento de suas partículas, enquanto a coesão do solo é o efeito das forças eletroquímicas de atração entre suas partículas (MICHEL, 2011).

Selby (1993) exemplifica, conforme a Figura 11, o peso (W) do solo sobre uma encosta considerando uma largura unitária, onde este peso pode ser obtido com base na profundidade vertical do solo (Z).

Figura 11 - Representação do modelo de estabilidade de encosta infinita.



Fonte: Selby (1993).

Devido à dificuldade de obter-se a espessura vertical do solo perpendicularmente, de maneira a manter a proporcionalidade, a profundidade vertical do solo pode ser representada da seguinte maneira:

$$z = \frac{p}{\cos \theta} \quad (2)$$

Onde p é a espessura do solo [m]; e o θ [graus] é a declividade da encosta. Neste caso, o valor de W é calculado como:

$$W = l \cdot p \cdot \rho_s \cdot g \quad (3)$$

Onde:

l é o comprimento da encosta [m];

p é a espessura do solo [m];

ρ_s é a densidade do solo úmido [kg/m^3];

g é a aceleração gravitacional [m/s^2].

Partindo-se do princípio que as tensões precisam ser expressas por força por unidade de área, decompõem-se os vetores, pressupondo-os a uma análise bidimensional de talude infinito, considerando uma largura unitária estendendo-se por toda porção da encosta analisada, os componentes pesos, paralela e perpendicular à encosta representam τ e σ , respectivamente.

$$\tau = \frac{W \cdot \text{sen}\theta}{l} \quad (4)$$

$$\sigma = \frac{W \cdot \text{cos}\theta}{l} \quad (5)$$

Onde τ [N/m²] representa a tensão cisalhante e σ [N/m²] representa a tensão normal. Substituindo as Equações (2) e (3) nas Equações (4) e (5) obtém-se:

$$\tau = z \cdot \rho_s \cdot g \cdot \text{cos}\theta \cdot \text{sen}\theta \quad (6)$$

$$\sigma = z \cdot \rho_s \cdot g \cdot \text{cos}^2\theta \quad (7)$$

Michel (2011) explica que a poro pressão (u) é caracterizado pela pressão a que está submetida a água situada nos poros do solo e atua no sentido de aliviar a tensão normal do mesmo. Portanto, u está vinculado ao peso da coluna d'água presente no solo e pode ser expressa pela Equação (8).

$$u = h \cdot \rho_w \cdot g \cdot \text{cos}^2\theta \quad (8)$$

Selby (1993) substituiu as Equações (6), (7), (8) na Equação (1) aplicando-a a modelos de estabilidade de encosta infinita:

$$\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \text{sen}\theta \cdot \text{cos}\theta = c_r + c_s + (\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \text{cos}^2\theta - \rho_w \cdot h \cdot g \cdot \text{cos}^2\theta) \cdot \text{tg}\phi \quad (9)$$

Onde:

c_r é a coesão das raízes [N/m²];

c_s é a coesão do solo [N/m²];

Φ é o ângulo de atrito interno do solo [graus].

Assim, por intermédio da Equação (9) que representa as forças de estabilidade e (Equação à direita) e as forças de instabilidade (Equação à esquerda), pode-se obter o FS :

$$FS = \frac{c_r + c_s + (\rho_s \cdot g \cdot z - \rho_w \cdot g \cdot h) \cdot \cos^2 \theta \cdot \operatorname{tg} \phi}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \operatorname{sen} \theta \cdot \cos \theta} \quad (10)$$

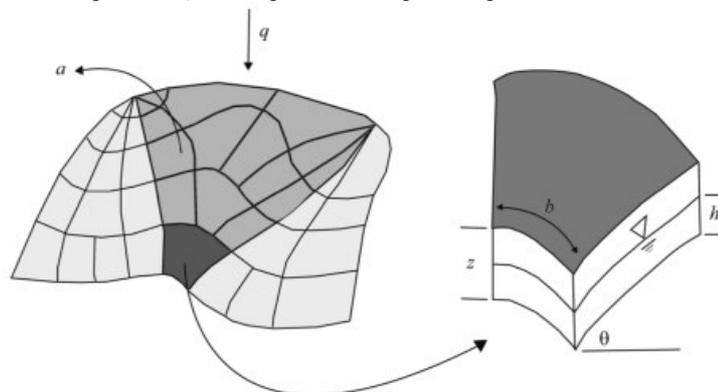
À vista disso, segundo Selby (1993), onde as forças que propiciam a estabilidade forem exatamente iguais as forças que acarretam a instabilidade, o FS é igual a 1; onde $FS < 1$, a encosta está propensa a falha; e onde $FS > 1$, a encosta tende a estabilidade. O autor explica ainda que não se pode designar um valor que representa a estabilidade absoluta, apenas por um aumento da probabilidade de estabilidade com o aumento do valor do FS .

2.5.2 Modelo Hidrológico de Estado Uniforme (*Steady State*)

O conceito hidrológico mais comum adotado em modelagens de estabilidade de encosta é o *Steady-State*. Este assume um estado uniforme de recarga que simula o padrão de variação espacial da umidade (altura da coluna d'água até o solo), que ocorre durante um período chuvoso (MICHEL; KOBIYAMA; GOERL, 2012)

Conforme a Figura 12 que retrata o estado uniforme, a [m²] representa a área de contribuição à montante, b [m] corresponde ao comprimento de contorno do limite inferior de cada elemento, q [m/d] é a taxa de recarga uniforme, por fim, h e z representam a coluna d'água a partir das espessuras do fluxo subsuperficial e da massa do solo, respectivamente.

Figura 12 - Representação dos parâmetros que compõem o modelo hidrológico.



Fonte: Cabral (2018).

Nesse contexto, a quantidade de água que entra (Q_e) [m³/d] na área de contribuição é expressa pela Equação (11). Em relação a quantidade de saída (Q_s) [m³/d] pela camada

saturada, utiliza-se a lei de Darcy que enuncia que o escoamento subsuperficial pode ser expresso pelo produto da velocidade de fluxo pela área de saída. A lei de Darcy também estabelece que a velocidade de fluxo pode ser calculada pelo produto do gradiente hidráulico (i) [m/m] e uma constante de proporcionalidade, denominada condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) [m/d], conforme a Equação (12).

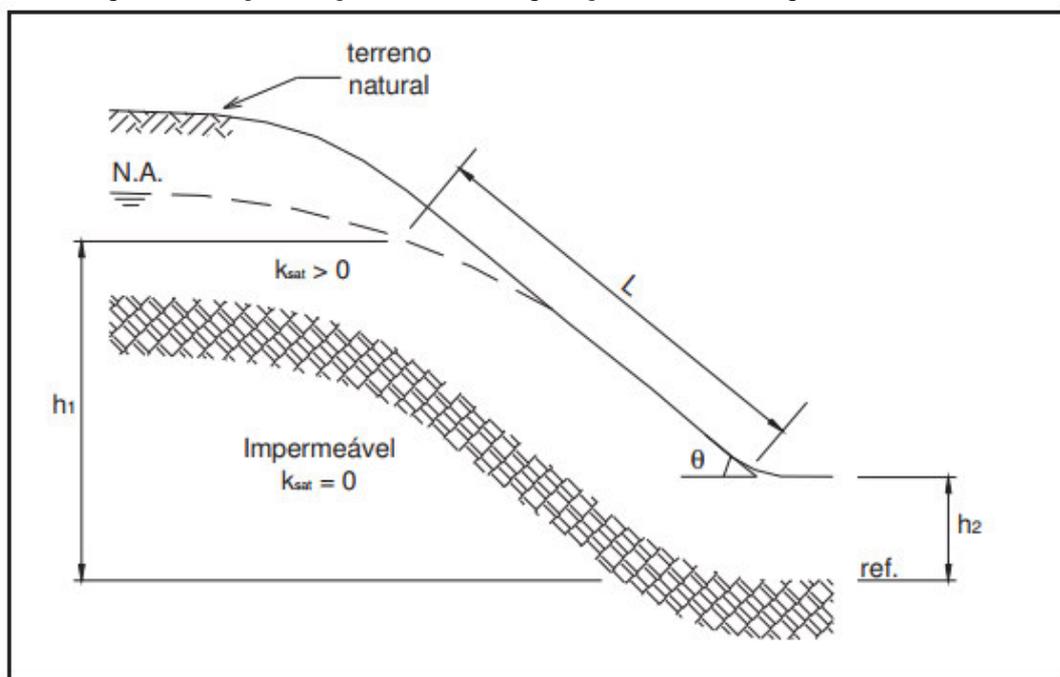
$$Q_e = q \cdot a \quad (11)$$

$$Q_s = K_{sat} \cdot i \cdot h \cdot \cos\theta \cdot b \quad (12)$$

De acordo com Beven e Kirkby (1979) citado por Melo (2018), o modelo pressupõe K_{sat} constante para toda a camada de solo acima da rocha. Sabendo-se que o valor de i é representado pelo quociente entre a carga hidráulica e comprimento da encosta a ser percorrida em meio poroso e observando a Figura 13, o valor do gradiente hidráulico também pode ser expresso por $i = \text{sen}\theta$, obtém-se:

$$Q_s = K_s \cdot \text{sen}\theta \cdot h \cdot \cos\theta \cdot b \quad (13)$$

Figura 13 - Esquema representativo do regime permanente ao longo de uma encosta.



Fonte: Silva (2006).

Nesse contexto, há duas condições do comportamento da água no sistema que requerem atenção. A primeira é quando existe o equilíbrio entre a quantidade de água que

entra no sistema em relação a que sai, propiciando uma condição uniforme, assim sendo representada pela Equação (11) igual à Equação (13).

$$q \cdot a = K_s \cdot \text{sen}\theta \cdot h \cdot \text{cos}\theta \cdot b \quad (14)$$

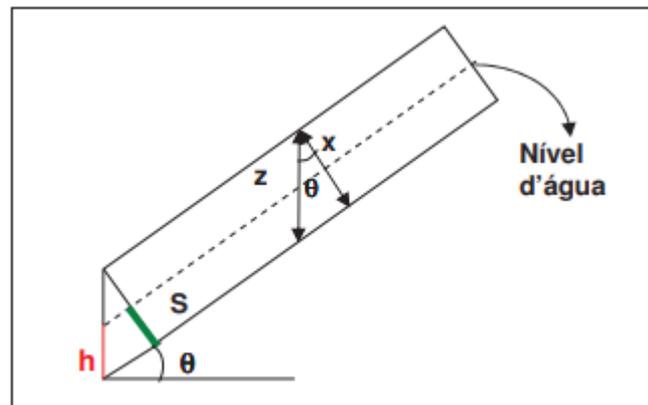
A outra condição é quando o solo está totalmente saturado. Portanto, a quantidade de água que sai pela camada de solo torna-se máxima, obtendo-se:

$$Q_{S_{\text{máx}}} = K_s \cdot \text{sen}\theta \cdot z \cdot \text{cos}\theta \cdot b \quad (15)$$

Analisando a Figura 14, a transmissividade (T) do solo pode ser calculada como o produto da condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) pela espessura do solo (x):

$$T = K_s \cdot z \cdot \text{cos}\theta \quad (16)$$

Figura 14 - Bloco esquemático de uma camada de solo.



Fonte: Silva (2006).

Substituindo a Equação (15) na (16), obtém-se:

$$Q_{S_{\text{máx}}} = b \cdot T \cdot \text{sen}\theta \quad (17)$$

O'Loughling (1986) definiu a umidade (*wetness*) representada por w [m/m], como uma taxa correspondente a quantidade de água que entra em determinado estado uniforme, sobre a quantidade máxima de saída pela camada de solo (Equação 18), ou seja, o escoamento ocorre na condição de saturação total do solo.

$$w = \frac{Q_e}{Q_{S_{m\acute{a}x}}} = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \cdot \text{sen}\theta} \quad (18)$$

Substituindo as Equações (14) e (15) na (18), obtém-se:

$$w = \frac{K_s \cdot \text{sen}\theta \cdot h \cdot \text{cos}\theta \cdot b}{b \cdot K_s \cdot z \cdot \text{cos}\theta \cdot \text{sen}\theta} = \frac{h}{z} \quad (19)$$

Dessa forma, unindo as Equações (18) e (19), pode-se reescrever:

$$w = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \cdot \text{sen}\theta} = \frac{h}{z} \quad (20)$$

2.5.3 Modelo SHALSTAB

De acordo com Vieira e Martins (2016), o *Shallow Landsliding Stability Model* (SHALSTAB) é um modelo determinístico distribuído que resultou da combinação do modelo de estabilidade de encosta, pelo método de talude infinito, e um modelo hidrológico. Os parâmetros topográficos e geotécnicos são combinados no modelo de encosta infinita, enquanto que os parâmetros hidrológicos e geomorfológicos são agrupados no modelo hidrológico (MICHEL, 2013).

As simulações do modelo são realizadas por intermédio de uma extensão do ArcView 3.2©, que utiliza o Modelo Digital do Terreno (MDT) em formato *raster* para a extração dos valores de elevação, o qual dá subsídio para o cálculo das áreas de contribuição específica e as declividades, desta forma, cada célula apresenta um único valor dos parâmetros morfométricos, tornando possível a sua análise individualmente (MICHEL; KOBIYAMA; GOERL, 2012).

A partir do rearranjo da equação (10) em função de h/z , que representa a proporção da espessura do solo e levando-se em consideração $c = c_s + c_r$, é gerada a combinação do modelo de encosta infinita e o modelo hidrológico uniforme.

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\text{tg}\theta}{\text{tg}\phi}\right) + \frac{c}{\text{cos}^2\theta + \text{tg}\phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (21)$$

Dessa forma, ao resolver a equação (12) em função de h/z , obtém-se o grau de saturação necessário para que ocorra a instabilidade da encosta. Assim, podendo classificar de

acordo com as 7 classes propostas pelo modelo. Aplicando a (21) em uma encosta, duas condições extremas são estabelecidas: incondicionalmente instável e incondicionalmente estável. A primeira condição acontece quando na equação iguala-se a razão h/z a zero (inexistência de coluna de água) e a elevada declividade da encosta se sobressai aos parâmetros de resistência do solo (Equação 22). A segunda situação ocorre quando a razão h/z é igualada a uma unidade (camada de solo totalmente saturada) e a relação entre parâmetros do solo sobrepõe os efeitos da declividade da encosta (Equação 23).

$$tg\theta \geq tg\phi + \frac{c}{\cos^2\theta \cdot \rho_s \cdot g \cdot z} \quad (22)$$

$$tg\theta \leq tg\phi \cdot \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) + \frac{c}{\cos^2\theta \cdot \rho_s \cdot g \cdot z} \quad (23)$$

Quando as condições supracitadas não são estabelecidas, quando o solo está parcialmente saturado, realiza-se a combinação entre os dois modelos expressos pelas Equações (20) e (21):

$$\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \text{sen}\theta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{tg\theta}{tg\phi}\right) + \frac{c}{\cos^2\theta + tg\phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (24)$$

Nesse contexto, reescrevendo a Equação (24) em função das variáveis q e T (variáveis hidrológicas), obtém-se a formulação final do SHALSTAB. De acordo com Montgomery e Dietrich (1998), através da razão entre q e T o grau de instabilidade para cada célula da área de estudo é calculado. Os resultados do modelo são apresentados em escala logarítmica, em função da razão apresentar valores muito pequenos. A Tabela 4 apresenta as sete classificações.

$$\frac{q}{T} \cdot \frac{b}{a} \cdot \text{sen}\theta \cdot \left\{ \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{tg\theta}{tg\phi}\right) + \frac{c}{\cos^2\theta + tg\phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \right\} \quad (25)$$

Tabela 4 - Classes de acordo com o modelo SHALSTAB.

ID	Classes
1	Incondicionalmente instável
2	$\log^q/T < -3,1$
3	$-3,1 < \log^q/T < -2,8$
4	$-2,8 < \log^q/T < -2,5$
5	$-2,5 < \log^q/T < -2,2$
6	$\log^q/T > -2,2$
7	Incondicionalmente estável

Fonte: Montogomary e Dietrich (1998).

Embora o modelo utilize a Equação (25) para designar o grau de instabilidade de uma encosta, nem todas as variáveis presentes na equação são parâmetros de entrada do SHALSTAB. Os parâmetros necessários para aplicação do modelo são: a , b e θ extraídos do MDT; ϕ , c e ρ_s que podem ser obtidos pela amostragem do solo em campo e z que pode ser observado em campo.

2.5.4 Modelo SINMAP

O *Stability Index Mapping* (SINMAP), desenvolvido por Pack, Tarboton e Goodwin (1998) é um modelo estocástico que tem como base o cálculo da probabilidade de uma área ser estável à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos (CABRAL, 2018). Assim como o SHALSTAB, associa um modelo hidrológico a um modelo de estabilidade de encosta.

A classificação de estabilidade de terreno do modelo é obtida com base na variação espacial da declividade, da área de contribuição e de outros parâmetros relacionados a características climáticas e pedológicas, parte do princípio da utilização de dados do MDT. Além disso, outro parâmetro empregado pelo modelo são os dados de incerteza, reconhecidos como limites superiores e inferiores.

Dessa forma, o *Stability Index (SI)* ou índice de estabilidade é definido como a probabilidade estável, considerando distribuição uniforme dos parâmetros sobre esses intervalos de incerteza. Estes valores variam entre 0 (mais instável) e 1 (menos instável). Em geral, segundo Michel, Goerl e Kobiyama (2010), em locais onde adota-se parâmetros mais conservadores (no sentido de favorecer a desestabilização) e ainda assim resultar em estabilidade, o índice de estabilidade assumirá valores superiores a uma unidade quando considerado os valores médio dos parâmetros, conforme pode ser observado na Tabela 5.

Tabela 5 - Definição das classes de estabilidade do SINMAP.

Condição	Classes	Estado Prévio	Margem de Parâmetro	Influências possíveis de fatores não modelados
$IE > 1,5$	1	Estável	Margem de instabilidade não modelada	Significantes fatores desestabilizadores são exigido para a instabilidade
$1.5 > IE > 1.25$	2	Moderamente estável	Margem de instabilidade não modelada	Moderados fatores desestabilizadores são exigido para a instabilidade
$1.25 > IE > 1.00$	3	Quase estável	Margem de instabilidade não modelada	Menores fatores desestabilizadores são exigido para a instabilidade
$1.00 > IE > 0.5$	4	Limiar inferior	Margem média pessimista exigida para instabilidade	Fatores desestabilizadores não são exigido para a instabilidade
$0.5 > IE > 0.00$	5	Limiar superior	Margem média otimista exigida para instabilidade	Fatores estabilizadores podem ser responsáveis pela estabilidade
$0.00 > IE$	6	Instável	Margem de instabilidade não modelada	Fatores de estabilizadores são exigidos para a estabilidade

Fonte: Pack, Tarboton e Goodwin (1998).

De acordo com Pack, Tarboton e Goodwin (2001), o modelo se propõe a prever o ponto inicial dos escorregamentos, mas não sua trajetória, magnitude e sua área de deposição, dessa forma, o índice de estabilidade só pode ser compreendido em termos de perigo relativo.

O SINMAP baseia-se na Equação (10) para calcular o fator de segurança. O modelo hidrológico de estado uniforme (Equação 26) é empregado para estimar a saturação do solo (w), assumindo que a altura máxima da coluna d'água é equivalente à altura da coluna do solo, tem-se:

$$w = \text{Min} \left(\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \text{sen}\theta}, 1 \right) \quad (26)$$

A razão q/T determina a umidade relativa em termos de recarga uniforme em relação à capacidade do solo para escoamento da água. Ainda que o termo estado uniforme (*steady state*) seja utilizado para determinar o fluxo lateral, o valor de q não é uma média de recarga a longo do tempo, por exemplo, anual. Ao contrário, é uma recarga efetiva, para um período crítico de clima úmido, capaz de deflagrar escorregamentos. Pela combinação da Equação (26) com a Equação (10), obtém-se a formulação final adotada pelo SINMAP:

$$FS = \frac{c_a + \cos\theta \cdot \left[1 - \text{Min} \left(\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \text{sen}\theta}, 1 \right) \cdot r \right] \cdot \text{tg}\phi}{\text{sen}\theta} \quad (27)$$

Onde:

$$c_a \text{ é a forma adimensional da coesão } \left(c_a = \left(\frac{c_r + c_s}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos\theta} \right) \right);$$

r é a relação entre a densidade da água e a densidade do solo úmido $\left(r = \frac{\rho_w}{\rho_s}\right)$.

Segundo Cabral (2018), variações aleatórias nos parâmetros de entrada entre seus limites geram uma distribuição da probabilidade de estabilidade do terreno (probabilidade do $FS > 1$). Admitindo-se que a variável T/q é representada por x , então, x_1 é seu limite inferior e x_2 seu limite superior. Similarmente, representando a $tg\phi$ por t , tem-se que t_1 e t_2 são os limites inferiores e superiores, respectivamente. Por fim, c_1 representa o limite inferior da coesão adimensional e c_2 o limite superior. O pior cenário dentro das condições estabelecidas e assumindo as incertezas dos parâmetros de entrada é aquele em que há a combinação do menor valor de c e t com o maior valor de x :

$$SI = FS_{min} = \frac{c_1 + \cos\theta \cdot \left(1 - \text{Min}\left(x_2 \cdot \frac{a}{b \cdot \text{sen}\theta}, 1\right) \cdot r\right) \cdot t_1}{\text{sen}\theta} \quad (28)$$

Sobre as condições, se $FS > 1$, o local é considerado incondicionalmente estável. Para áreas onde o mínimo do fator de segurança é menor que um ($FS_{min} < 1$), então, existe a probabilidade de falha na encosta. Diante disso, para estas regiões o SI é definido por:

$$SI = \text{Prob}(FS > 1) \quad (29)$$

O melhor cenário combina o limite superior de c e t , com o limite inferior de x . Portanto, o valor máximo de FS é obtido pela Equação (30). Se, sob esta condição, o FS (máximo valor possível) não atingir uma unidade, a probabilidade de este ser maior que um é nula, e a região é considerada incondicionalmente instável.

$$SI = FS_{máx} = \frac{c_2 + \cos\theta \cdot \left(1 - \text{Min}\left(x_1 \cdot \frac{a}{b \cdot \text{sen}\theta}, 1\right) \cdot r\right) \cdot t_2}{\text{sen}\theta} \quad (30)$$

2.5.5 Modelo TRIGRS

O *Transient Rainfall Infiltration Grid Based on Regional Slope Stability Analysis* (TRIGRS) foi desenvolvido por Baum, Savage e Godt (2002), em uma rotina de linguagem FORTRAN. Este modelo serve como uma ferramenta para o cálculo da poro pressão e a determinação da condição de estabilidade por toda a encosta, para solos rasos submetidos a

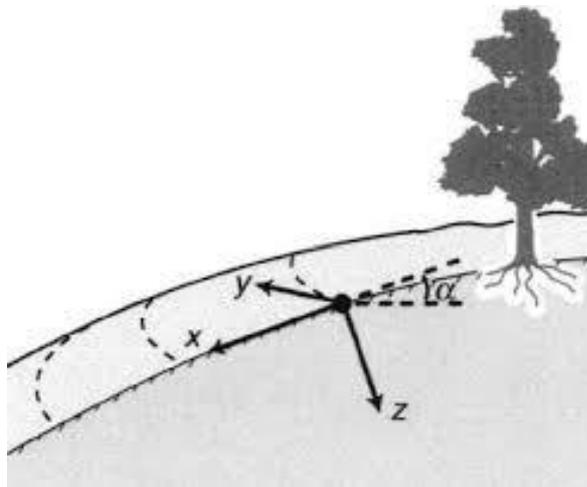
extremas variações de precipitação em função do tempo, no decorrer de eventos complexos de pluviosidade, levando, de forma progressiva, a saturação do solo e o aparecimento de fluxo subsuperficial isotrópico (SILVA, 2006).

Segundo Listo (2016), o TRIGRS trabalha a partir da combinação de um modelo hidrológico, que se fundamenta na equação de infiltração de Richards¹ (Equação 31) com base na Lei de Darcy, conforme o sistema de coordenadas evidenciados na Figura 15, e outro de estabilidade (Equação 32), sugerida por Iverson (2000, apud LISTO, 2016).

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \psi} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \text{sen} \alpha \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_L(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[k_z(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \text{cos} \alpha \right) \right] \quad (31)$$

Onde ψ é carga de pressão [KPa], θ refere-se a umidade [adimensional], K_L e K_z correspondem a condutividade hidráulica lateral e normal, respectivamente, a encosta referida ao plano x-y-z, onde x é paralelo a encosta, y paralelo as curvas de nível locais e z normal ao plano x-y [m/skPa], e z é a variável espacial.

Figura 15 - Modelo de infiltração TRIGRS com base no sistema de coordenadas cartesianas utilizadas na análise de Richard.



Fonte: Iverson (2000, apud LISTO, 2016).

$$FS = \frac{tg\phi}{tg\theta} + \frac{c - \psi(z, t) \cdot \rho_w \cdot tg\phi}{\rho_s \cdot z \cdot \text{sen}\theta \cdot \text{cos}\theta} \quad (32)$$

Em que, ϕ é o ângulo de atrito interno [°]; θ é o ângulo da encosta [°]; c refere-se a coesão efetiva [KPa]; ψ é a carga de pressão [KPa]; z corresponde a profundidade do solo

¹ Equação de fluxo tipo transiente e tridimensional para meio heterogêneo, isotrópico e não saturado.

[m]; t representa o tempo [s]; ρ_w é a densidade da água [kg/m³] e ρ_s é a densidade do solo [kg/m³].

Neste modelo, segundo Vieira *et al.* (2017), o FS é calculado considerando duas situações associadas com a presença ou não de um limite basal. O modelo, inicialmente proposto por Iverson (2000), simula fluxos verticais, comuns em áreas onde a condutividade hidráulica saturada é relativamente uniforme com a profundidade. Contudo, Baum, Savage e Godt (2002), durante o desenvolvimento do TRIGRS, alteraram sua estrutura inicial permitindo considerar uma profundidade limitante e a geração de fluxo paralelo à encosta.

Desta forma, para descrever a variação do potencial total da água do solo ao longo do tempo, o modelo conta com dois módulos distintos: (i) condições iniciais saturadas e; (ii) condições iniciais não-saturadas. Segundo Schwarz e Michel (2017), em relação a segunda condição, o solo é tratado como um sistema de duas camadas, uma inferior, composta pela zona saturada somada a franja capilar e outra superior, pela camada não saturada, sendo que a camada não saturada absorve parte da água que infiltra pela superfície, o restante passa por esta camada e se acumula sobre a camada saturada, assim, aumentando a poro pressão.

A entrada de dados no TRIGRS é realizada, inicialmente, por meio de um MDT, de onde são retiradas as informações de declividade e de área de contribuição, posteriormente, são necessários os valores das propriedades geotécnicas e hidrológicas do solo. O modelo depende também da introdução de valores das propriedades pluviométricas da área, tais como, o tempo inicial de um evento pluviométrico; intensidade da chuva para cada evento e a duração acumulada de chuva no final de cada evento que podem influenciar a variação do FS , sendo necessárias também informações adicionais que controlam o modelo (parâmetros gerais do programa), como por exemplo o número de intervalos (com valor ≥ 1) ao longo de uma espessura de solo, em que são calculados os valores de carga de pressão e do fator de segurança (LISTO, 2016).

Quanto as limitações do modelo TRIGRS conforme Baum, Savage e Godt (2002) citado por Vieira *et al.* (2017) são: (i) assume-se um fluxo homogêneo saturado ou perto da saturação do solo isotrópico; (ii) grande sensibilidade aos parâmetros de profundidade do nível da água e da taxa de infiltração; (iii) a variação da carga de pressão ocorre apenas em função da profundidade e do tempo; (iv) o modelo de estabilidade assume as propriedades do solo como uniformes em profundidade.

2.6 Modelos de Análise para Cálculo de Ameaça

2.6.1 Modelo SHIA_Landslide

O SHIA_Landslide é um modelo conceitual e físico proposto por Aristizábal (2013) em sua tese de doutorado, a qual oferece uma nova perspectiva de análise dos processos de escorregamentos rasos em escala de bacia, mediante a incorporação de um modelo hidrológico de tanques completos e distribuídos que incluem o armazenamento de água no solo junto com uma análise geotécnica de estabilidade de talude infinito em condições saturadas.

Um dos seus objetivos é melhorar a compreensão dos mecanismos associados a instabilidade de encostas e a infiltração da precipitação em áreas montanhosas situadas em ambientes tropicais. Sua implementação efetuou-se através de um algoritmo utilizando-se a linguagem FORTRAN, com aplicação a um caso real em uma região andina da Colômbia no intuito de testar a sua capacidade preditiva.

Este modelo requer como entrada uma série de eventos de chuva, o que provoca um aumento do nível do lençol freático e conseqüentemente um acréscimo da poropressão induzindo a encosta a condições de instabilidade.

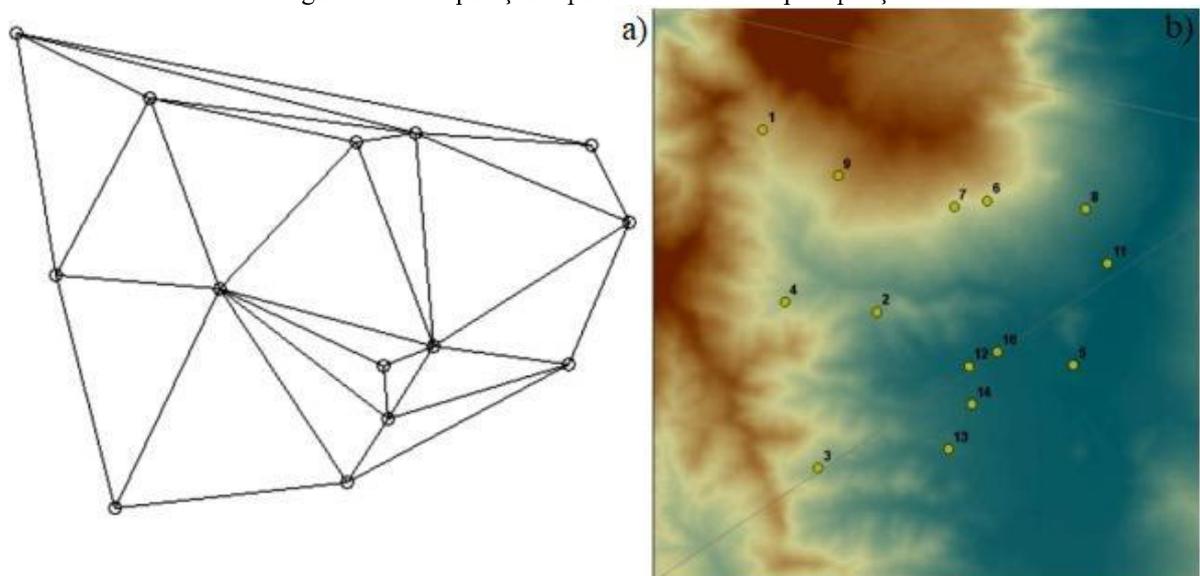
Conforme Aristizábal, Upegui e Carvajal (2016), para modelar os processos hidrológicos, o modelo utiliza a metodologia de Simulação Hidrológica Aberta e Distribuída, em espanhol *Simulación Hidrológica Abierta (SHIA)*, desenvolvida por Vélez (2001), com o objetivo de realizar o balanço hidrológico em bacias de escala regional e sub-regional, utilizando uma combinação de métodos analíticos distribuídos espacialmente para serem usados em plataformas SIG de fácil interação com o usuário. Segundo Rendón (2016), o sistema é composto por duas componentes fundamentais: uma que fornece a entrada/saída de água por meio de simulação (analítica) dos processos hidrológicos dominantes na bacia e outra que é encarregada de simular o fluxo da água através da rede de drenagem da bacia obtida diretamente do Modelo Numérico do Terreno (MNT) utilizando relações semi-empíricas, chamada de roteamento.

Conforme Azevedo (2015), o procedimento corresponde, inicialmente, ao estabelecimento de uma malha 3D de tanques interligados para simbolizar o terreno, tratando-se das condições de superfície, subsolo e fluxo de base, sendo esta malha drenada para um tanque correspondente, localizado a jusante, seguindo a direção do fluxo da superfície até que atinja a rede de canais.

Aristizábal (2013) explica que para controlar os processos envolvidos na infiltração e percolação a bacia é dividida horizontalmente em células de grade, por meio do programa computacional. O autor ressalta que conforme o perfil de intemperismo tropical assumido, cada célula de grade é composta por camadas com três diferentes condutividades hidráulicas: K_s (solo residual), K_p (saprólito) e K_{pp} (rocha), em ordem decrescente de permeabilidade.

A interpolação espacial dos dados de precipitação, fundamenta-se no método de triangulação (Figura 16a) de Deulany proposto por Velásquez *et al.* (2011), no qual as estações pluviométricas (Figura 16b) são utilizadas como os vértices dos triângulos que retratam um plano tridimensional da precipitação.

Figura 16 - Interpolação espacial dos dados de precipitação.



Fonte: Rendón (2016).

Legenda: (a): Triangulação; (b) Estações pluviométricas.

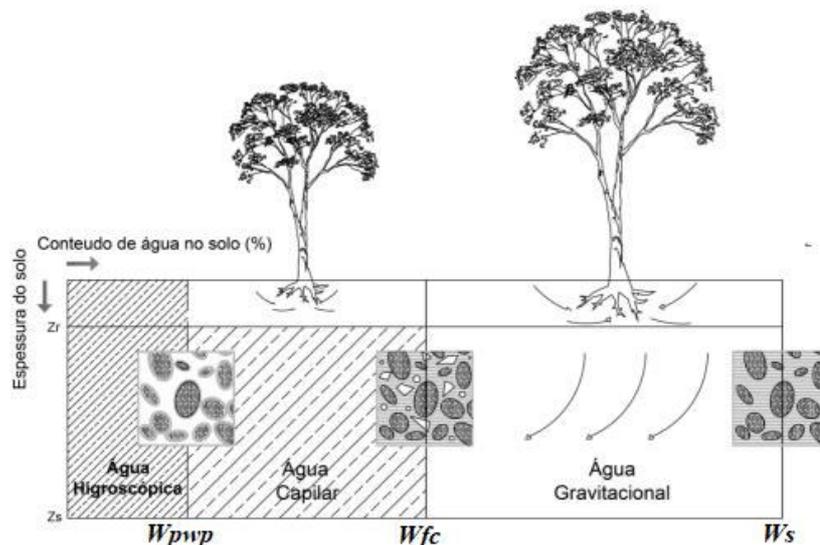
O centro de cada célula da grade constitui um ponto computacional. O módulo hidrológico simula o fluxo através da bacia discretizada, considerando o movimento da água entre as camadas de solo e células adjacentes, na direção vertical e horizontal, respectivamente. Cada célula da rede corresponde a um sistema de cinco tanques interligados que se comunicam com seus respectivos tanques na célula a jusante, ou seja, representam o fluxo de água e armazenamento como uma unidade de resposta hidrológica, envolvendo os processos hidrológicos de interceptação, detenção, infiltração, evapotranspiração, escoamento superficial, percolação, escoamento subsuperficial e o retorno de fluxo de base aos canais do sistema de drenagem, conforme pode ser observado na Figura 17.

Conforme as condições de saturação atribuídas, a chuva (R_1) é armazenada a princípio no tanque de armazenamento estático, até que a capacidade máxima seja atingida. Para um determinado tempo, a quantidade de água que entra no armazenamento estático (D_1) necessita da capacidade máxima de T_1 (S_{1max}), sendo expressa da seguinte forma:

$$D_1 = \text{Min} \left\{ R_1 \left[1 - \left(\frac{S^*_1}{S_{1max}} \right)^2 \right], S_{1max} - S^*_1 \right\} \quad (33)$$

Onde *Min* refere-se ao valor mínimo entre aqueles apresentados, S^*_1 é o volume de água no T_1 no passo de tempo prévio. A capacidade do tanque diminui, quando a o volume de água em T_1 aumenta, de modo que o volume máximo que o tanque suportaria acontece quando este encontra-se vazio, assim, representando a condição do solo completamente seco. O S_{1max} corresponde a água confinada no solo disponível à planta, podendo este volume aumentar de acordo com a capacidade de retenção da cobertura vegetal, como apresentado na Figura 18.

Figura 18 - Conteúdo de água no solo e água disponível.



Fonte: Adaptado de Aristizábal (2013).

Portanto, este termo depende da capacidade de campo (W_{fc}) que representa a água presente no solo, onde toda água livre encontra-se drenada pela ação da gravidade, do ponto de murcha (W_{pwp}), que representa o teor de umidade no qual a planta não consegue mais

remover água do solo, fazendo com que a mesma murche e morra, e da profundidade das raízes (Z_r). Desta forma, o S_{1max} pode ser determinada a partir da Equação (34).

$$S_{1max} = (W_{fc} - W_{pwp}) \cdot Z_r \quad (34)$$

Quando T_1 aproxima-se da sua capacidade máxima, o excedente é distribuído aos demais tanques. A água excedente (R_2) que vai para o tanque dois (T_2), a partir da armazenagem estática, é dada pela seguinte Equação (35), tendo D_1 como a água que foi ao primeiro tanque.

$$R_2 = R_1 - D_1 \quad (35)$$

O volume de água no T_1 atualizado para cada intervalo de tempo, levando-se em consideração a capacidade máxima do tanque (S_{1max}), é dado pela seguinte expressão:

$$S_1 = \text{Min}(S_1^* + R_1 - R_2, S_{1max}) \quad (36)$$

A única maneira de saída deste armazenamento é a evapotranspiração (E_1), sendo definida conforme a Equação (37), onde o potencial de evapotranspiração (Evp) é estabelecido de acordo com a elevação do local.

$$E_1 = \text{Min} \left\{ Evp \cdot \left(\frac{S_1}{S_{1max}} \right)^{0,6}, S_1 \right\} \quad (37)$$

O segundo tanque (T_2) denomina-se armazenamento superficial e representa a água que flui na superfície da encosta, que não infiltrou. Pode-se associar a capacidade de infiltração a condutividade hidráulica saturada do solo, então, a quantidade de água que permanece e infiltra (R_3) no solo pode ser obtida através da seguinte expressão:

$$R_3 = \text{Min}(R_2, K_s) \quad (38)$$

Onde K_s é a condutividade saturada da camada superior do solo, ou seja, a infiltração é controlada através da permeabilidade e pela capacidade do solo residual em receber mais água. Aristizábal (2013) ressalta que a permeabilidade saturada deve considerar as estruturas macroporosas.

A quantidade de água (D_2) que vai ao T_2 em um intervalo de tempo pode ser obtida através da Equação (39). Enquanto, o volume de água atualizado (S_2) em T_2 para cada intervalo de tempo é dado pela Equação (40).

$$D_2 = R_2 - R_3 \quad (39)$$

$$S_2 = S^*_2 + D_2 + Z_3 \quad (40)$$

Onde S^*_2 é a quantidade de água em T_2 no final do intervalo de tempo anterior e Z_3 corresponde ao excesso de água do terceiro tanque (T_3), quando este atinge sua capacidade.

Em relação ao fluxo superficial em cada célula, este pode ter duas abordagens: linear, no uso da velocidade constante para um reservatório e não linear utilizando propostas de diversos autores. Para uma velocidade constante, o fluxo excedente (E_2) é dado pela seguinte equação linear:

$$E_2 = \alpha \cdot S_2 = \left(1 - \frac{dx}{v_2 dt + dx}\right) \cdot S_2 \quad (41)$$

Na equação acima, α representa o coeficiente de descarga do reservatório linear, definido como função da célula (dx), da discretização temporal (dt) e da velocidade superficial na encosta (v_2).

Para a abordagem não linear, conforme Aristizábal (2013), autores recomendam um fluxo uniforme, tal qual a equação de Manning. Desta forma, a velocidade do fluxo superficial é uma função da área da seção transversal na qual ocorre o fluxo (A), da inclinação da encosta (β) e do coeficiente de Manning (n), tendo ainda ξ e e_1 como parâmetros associados ao tipo de superfície, podendo ser expressa da seguinte maneira:

$$v_2 = \frac{\xi \cdot A^{(2/3)^{e_1}} \cdot \beta^{1/2}}{n} \quad (42)$$

A área da seção transversal altera-se de acordo com a velocidade e fluxo de saída, podendo-se obtê-la através da Equação (43). Então, supondo um valor de velocidade inicial ($v_{inicial}$), a área é calculada e a velocidade (v_{cal}) é obtida. Para este processo, três iterações são feitas para cada intervalo de tempo a fim de gerar um valor convergente para a velocidade (v_{mean}), conforme a Equação (44).

$$A = \frac{S_2}{dx + v \cdot dt} \quad (43)$$

$$v_{mean} = \frac{2 \cdot v_{cal} + v_{inicial}}{3} \quad (44)$$

A partir da velocidade do escoamento superficial obtida, consegue-se determinar o fluxo de saída deste tanque para a célula a jusante, através da aplicação da Equação (45). Desta forma, o volume de água no T_2 atualizado, considerando-se o fluxo de saída em certo passo de tempo é dado pela Equação (46):

$$E_2 = A \cdot v_{mean} \frac{dt}{dx} \quad (45)$$

$$S_2 = S_2^* - E_2 \quad (46)$$

O terceiro tanque (T_3) representa o armazenamento de água gravitacional no solo residual entre a capacidade de campo e a saturação (ver Figura 17), que corresponde ao lençol freático responsável pela redução das condições de estabilidade do talude podendo ser conduzido para o tanque inferior por percolação ou integrar-se ao fluxo subsuperficial. A máxima capacidade do T_3 pode ser determinada por:

$$S_{3max} = (W_s - W_{fc}) \cdot Z_s \quad (47)$$

Onde W_s é o ponto de saturação (corresponde ao ponto em que macro e micro poros encontram-se totalmente preenchidos por água) e Z_s refere-se a espessura do solo. O volume que percola em direção ao saprólito é dado através da Equação (48). Posteriormente, o volume de água que chega ao T_3 e seu conteúdo atualizado (S_3) podem ser obtidos através das Equações (49) e (50), respectivamente.

$$R_4 = \text{Min}(R_3, K_p) \quad (48)$$

$$D_3 = R_3 - R_4 \quad (49)$$

$$S_3 = \text{Min}\{S_3^* + D_3, S_{3max}\} \quad (50)$$

Em que S^*_3 refere-se ao volume de água no T_3 ao final da etapa anterior. Quando o terceiro tanque tem sua capacidade atingida, o excedente (Z_3) dirige-se ao escoamento superficial, sendo gerado a partir da expressão abaixo:

$$Z_3 = \text{Max}\{0; S_3 + D_3 - S_{3max}\} \quad (51)$$

Para estimar o fluxo subsuperficial (E_3), far-se-á uso de uma das abordagens que foram apresentadas ao segundo tanque. Neste caso, será a não linear que conforme Kubota Sivapalan (1995) citados por Aristizábal (2013), para este tipo de abordagem a velocidade do escoamento subsuperficial é estimada como um fluxo lateral em terrenos montanhosos cobertos por florestas, sendo obtido conforme a equação abaixo:

$$V_3 = \frac{K_s \cdot \text{sen}\beta}{(b + 1) \cdot (S_{3max})^b} \times (S_3)^b \quad (52)$$

Onde K_s corresponde a condutividade hidráulica saturada, β representa o ângulo de declividade e b refere-se a um parâmetro que depende do tipo de solo. Os autores supracitados recomendam $b = 2$ para uma bacia montanhosa coberta por floresta, representando assim, a não homogeneidade da condutividade hidráulica ao longo do perfil de intemperismo.

Em relação ao volume, dado por S_3 , é definido conforme a Equação (53). Para o cálculo da área da seção transversal, velocidade média e volume que sai do terceiro tanque para a célula a jusante, de acordo com a velocidade do escoamento subsuperficial, utiliza-se as mesmas técnicas aplicadas no T_2 . Desta forma, o volume de água no T_3 atualizado, considerando-se o fluxo de saída (E_3) é obtido a partir da Equação (54).

$$S_3 = A \cdot dx \quad (53)$$

$$S_3 = S_3 - E_3 \quad (54)$$

O quarto tanque (T_4), corresponde ao armazenamento subterrâneo, onde o fluxo vertical representa a saída das águas subterrâneas e o fluxo horizontal representa o fluxo de base. O volume de água subterrânea é dado por:

$$R_5 = \text{Min}(R_4, K_{pp}) \quad (55)$$

Em que K_{pp} é o fluxo subterrâneo, que pode ser entendido como as perdas de água. O volume de água conduzido (D_4) ao T_4 e o volume atualizado (S_4) no mesmo tanque em um intervalo de tempo é determinado pelas equações abaixo, respectivamente.

$$D_4 = R_4 - R_5 \quad (56)$$

$$S_4 = S_4^* + D_4 \quad (57)$$

O fluxo, a partir deste tanque de armazenamento para uma célula a jusante pode ser estimado por meio da utilização da Equação (41), tendo-se como referência o próprio nível do tanque com um coeficiente de descarga, podendo este ser relacionado a condutividade hidráulica saturada do aquífero. Considerando o fluxo de saída em um intervalo de tempo, para a atualização do volume de água no T_4 , utiliza-se a fórmula abaixo:

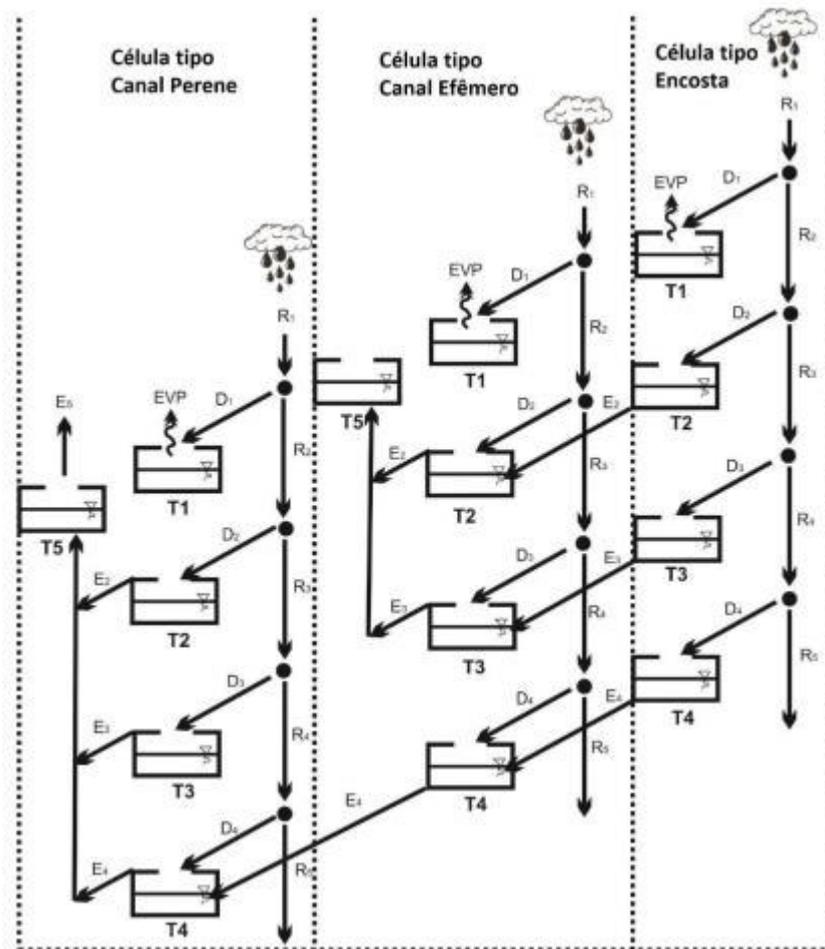
$$S_4 = S_4 - E_4 \quad (58)$$

O último tanque (T_5) representa o canal de escoamento na célula, em que cada célula é conectada a outra a jusante, conforme a rede de drenagem e o modelo de fluxo de água na bacia de drenagem. O fluxo superficial, subsuperficial e de base são coletados pela rede de canais fluviais representados pelo T_5 . De modo semelhante aos outros tanques, a velocidade é determinada com um algoritmo similar, pois é uma função da água armazenada no tanque usando as Equações (44), (45) e (46).

Os processos de chuva, evapotranspiração, infiltração e percolação são descritos pelas ligações verticais entre os tanques, simultaneamente, uma sub-rotina do modelo considera a transferência horizontal entre células adjacentes, através de um submodelo para inferir a direção do fluxo entre elas, baseado na topologia da bacia.

A integração do tanque depende do tipo de célula, existindo três possibilidades quanto ao seu tipo, conforme apresentado na Figura 19, podendo ser classificadas em: encostas, canais efêmeros ou riachos, e canais perenes.

Figura 19 - Esquema de interconexões dos tanques do modelo SHIA_Landslide.



Fonte: Adaptado de Aristizábal (2013).

O tipo de célula é atribuído ao modelo de acordo com a área de acumulação (limiar). Dois limiares são estabelecidos como parâmetros de entrada: a área mínima acumulada, para compor um canal efêmero entre o fluxo superficial e subsuperficial e a área mínima, para formar um canal perene entre o fluxo subterrâneo e o de base.

Para células do tipo encosta, o fluxo horizontal entre os tanques encontram-se nivelados, proporcionando transferências de conteúdo, exceto o T_1 já que a única saída deste tanque é através da evapotranspiração. Para células do tipo efêmero, o fluxo horizontal acontece apenas entre tanques T_4 . O fluxo de saída dos tanques T_2 e T_3 é conduzido ao T_5 e finalmente, para células de grade do tipo perene, o fluxo se estabelece apenas entre tanques T_5 . Ao passo que, uma célula tipo encosta pode drenar qualquer tipo de classe, uma célula tipo efêmera pode ser drenada por uma semelhante ou por uma da categoria perene. As do tipo canal escoam apenas para células de mesma configuração.

Em relação ao modelo geotécnico adotado para o SHIA_Landslide, Aristizábal (2013) considerou, para este, o uso de um modelo de talude infinito, hipótese aceita em caso na qual

a espessura do solo residual é limitada, quando comparada ao comprimento do talude. Através desse modelo e em termo de tensões efetivas, o FS pode ser estabelecido conforme a equação abaixo:

$$FS = \frac{c' + (\gamma \cdot Z \cdot \cos^2 \beta - u) \cdot \operatorname{tg} \phi}{\gamma \cdot Z \cdot \operatorname{sen} \beta \cdot \cos \beta} \quad (59)$$

Onde c' corresponde a coesão efetiva, ϕ representa o ângulo de atrito efetivo, γ é o peso específico do solo, Z refere-se a espessura do solo medida verticalmente, β é a declividade e u está relacionada à poropressão.

De acordo com Graham (1984) citado por Aristizábal (2013), a poropressão em taludes naturais, com um fluxo estacionário que se desenvolve paralelo a encosta e com um nível de lençol freático localizado a distância Z_w acima da superfície, pode ser estabelecida conforme a Equação (60), conseqüentemente, o fator de segurança passará a ser determinado através da Equação (61), tendo γ_w representando o peso específico da água.

$$u = \gamma_w \cdot Z_w \cdot \cos^2 \beta \quad (60)$$

$$FS = \frac{c' + (\gamma \cdot Z - \gamma_w \cdot Z_w) \cdot \cos^2 \beta \cdot \operatorname{tg} \phi}{\gamma \cdot Z \cdot \operatorname{sen} \beta \cdot \cos \beta} \quad (61)$$

A condição de equilíbrio limite para o talude ocorre quando o fator de segurança é igual a 1, então:

$$c' + (\gamma \cdot Z - \gamma_w \cdot Z_w) = c' + (\gamma \cdot Z - \gamma_w \cdot Z_w) \quad (62)$$

A solução desta equação fornece o valor crítico da espessura da camada saturada capaz de provocar escorregamentos:

$$Z_{wcrit} = \frac{\gamma}{\gamma_w} \cdot Z \cdot \left(1 - \frac{\operatorname{tg} \beta}{\operatorname{tg} \phi}\right) + \frac{c'}{\gamma_w \cdot \cos^2 \beta \cdot \operatorname{tg} \phi} \quad (63)$$

Para avaliar a estabilidade do talude para cada célula da grade em cada intervalo de tempo, é necessário obter a altura do lençol freático e compará-lo ao valor crítico da espessura da camada saturada. O componente hidrológico do modelo fornece o volume de água presente

no armazenamento gravitacional, diante disto, a altura do lençol freático pode ser determinado, utilizando-se a seguinte equação:

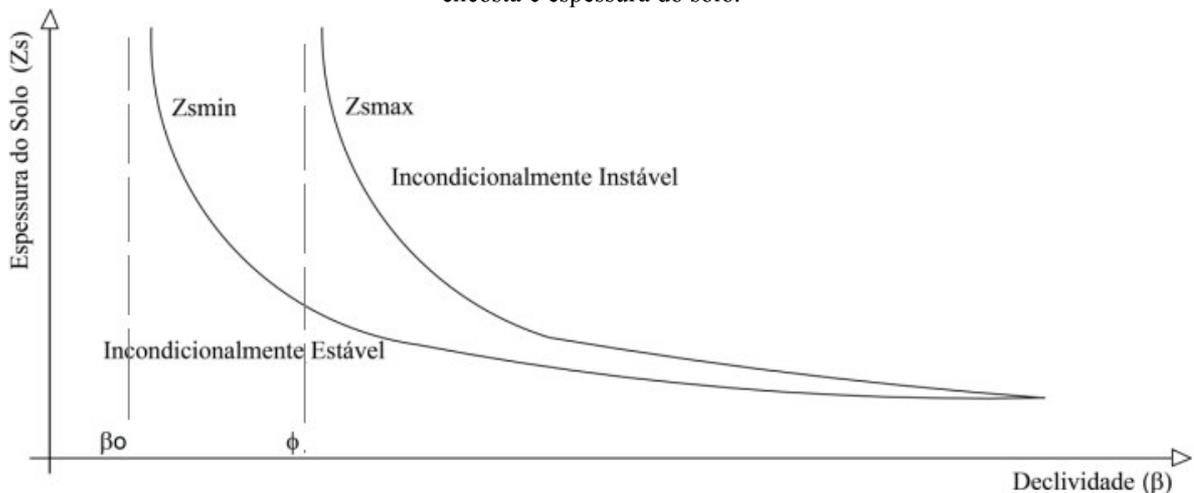
$$Z_w = \frac{S_3}{(W_s - W_{fc})} \quad (64)$$

No entanto, para um aumento da eficiência computacional do modelo e para se evitar cálculos desnecessários, determina-se previamente a espessura mínima e máxima do solo residual para indicar as células que serão incondicionalmente estáveis e aquelas incondicionalmente instáveis, não importando o conteúdo de água. A profundidade imune a instabilidade, denominada Z_{min} , é obtida através da Equação (62) para $Z_w = Z$, resultando na Equação (65). Enquanto, a espessura Z_{max} é definida quando $Z_w = 0$, resultando na Equação (66). As extremas condições de estabilidade adotadas estão evidenciadas na Figura 20.

$$Z_{min} = \frac{c'}{\gamma_w \cdot \cos^2\beta \cdot tg\phi + \gamma \cdot \cos^2\beta \cdot (tg\beta - tg\phi)} \quad (65)$$

$$Z_{max} = \frac{c'}{\gamma \cdot \cos^2\beta \cdot (tg\beta - tg\phi)} \quad (66)$$

Figura 20 - Representação da susceptibilidade à ocorrência de escorregamentos em função da declividade da encosta e espessura do solo.



Fonte: Adaptado de D'odorico e Fagherazzi (2003).

Para espessuras superiores a Z_{max} o solo é sempre instável. Para um determinado valor de Z_{max} , de acordo com Lida (1999) citado por Aristizábal (2013), a profundidade

saturada necessária para deflagrar um escorregamento é nula e o solo se apresentará sempre instável, independente do evento de chuva.

O modelo exige que se encontre o ângulo máximo de inclinação (β_0), na qual a encosta é sempre estável, em virtude da deflagração do deslizamento necessitar de uma camada saturada maior que a espessura do solo. Ao passo que $\beta < \beta_0$, o talude permanece estável. Para a definição de β_0 , deve-se atribuir à Equação (62) onde $c' = 0$ e $Z_w = 2$, resultando em:

$$\beta_0 = tg^{-1} \cdot \left[tg\phi \cdot \left(1 - \frac{\gamma_w}{\gamma} \right) \right] \quad (67)$$

Segundo Aristizábal (2013), há também a necessidade de incorporação de fatores de correção, como parte da entrada de dados, que de acordo com Francés, Vélez e Vélez (2007), consideram os efeitos de escala de tempo e espaço, bem como os erros do modelo e dos dados de entrada, deixando as características hidráulicas isentas deste tipo de problema, enquanto, mantém o significado físico dos parâmetros. A Tabela 6 apresenta o intervalo de variação dos parâmetros de correção recomendados por Vélez (2001) e Francés, Vélez e Vélez (2007).

Tabela 6 - Parâmetros de correção recomendados por Vélez (2001) e Francés, Vélez e Vélez. (2007).

Parâmetros de célula	correção	decomposição	Cx MIN	Cx MAX
Armazenamento estático máximo	C_1	$S^*_{1max} = C_1 \cdot S_{1max}$	0,1	1,5
Evapotranspiração	C_2	$EVP^* = C_2 \cdot EVP$	0,5	2,00
Capacidade de infiltração	C_3	$K^*_s = C_3 \cdot K_s$	0,0	1,00
Capacidade de percolação	C_4	$K^*_p = C_4 \cdot K_p$	0,0	2,00
Capacidade de fluxo subterrâneo	C_5	$K^*_{pp} = C_5 \cdot K_{pp}$	0,0	10
Velocidade de fluxo superficial	C_6	$V^*_2 = C_6 \cdot V_2$	0,1	2,00
Velocidade de fluxo subsuperficial	C_7	$V^*_3 = C_7 \cdot V_3$	1,00	1000
Velocidade do fluxo de base	C_8	$V^*_4 = C_8 \cdot V_4$	1,00	1000
Velocidade do canal	C_9	$V^*_5 = C_9 \cdot V_5$	0,5	1,5
Coesão	C_{10}	$c'^* = C_{10} \cdot c'$	-	-
Ângulo de atrito	C_{11}	$\phi'^* = C_{11} \cdot \phi$	-	-
Espessura do solo	C_{12}	$Z^*_s = C_{12} \cdot Z_s$	-	-
Armazenamento gravitacional	C_{13}	$S^*_{3max} = C_{13} \cdot S_{3max}$	0,1	1,5
Fator de segurança	C_{14}	$FS^* = C_{14} \cdot FS$	-	-

Fonte: Adaptado de Aristizábal (2013).

2.6.2 Modelo SLIDE

O modelo *SLope Infiltration-Distributed Equilibrium* (SLIDE) corresponde à base de um sistema de alerta para previsão de escorregamentos rasos deflagrados pela ação de precipitação, aplicado na ilha de Java, localizada na Indonésia. É proposto por Liao *et al.* (2010) com base no trabalho de Montrasio e Valentino (2008), que fundamenta-se no método do equilíbrio limite concernente a taludes infinitos, considerando hipóteses simplificadas para o fluxo subsuperficial e determinando uma correlação direta entre o fator de segurança e a quantidade de precipitação (AZEVEDO; CARVAJAL; SOUZA, 2018).

Montrasio e Valentino (2008) citados por Azevedo (2015), relatam que esta formulação permite descrever os principais fatores que influenciam a inicialização dos movimentos, dispensando a inserção de muitos parâmetros. Os autores ainda utilizaram a formulação em um processo de retroanálise em estudos de caso situados no norte da Itália, para a verificação da capacidade do modelo em prever o instante em que escorregamentos rasos ocasionados por efeito das chuvas são deflagrados.

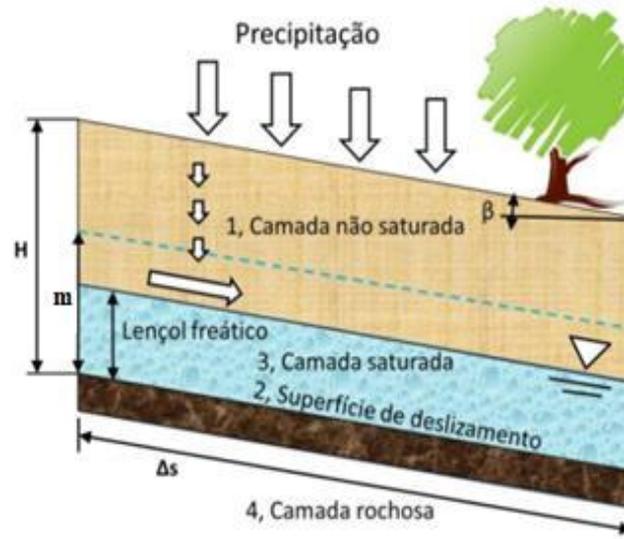
Conforme Liao *et al.* (2010), o sistema de alerta é integrado por três componentes principais:

1. Identificação e mapeamento da susceptibilidade baseado em um banco de dados geoespaciais, relativos à superfície do terreno (informações topográficas, mapas das propriedades do solo, conjunto de dados provenientes de um inventário local de escorregamentos);
2. Um sistema de monitoramento e modelo de previsão de precipitação por satélite. O sistema de monitoramento é representado pela *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), elaborado de forma conjunta entre a *National Aeronautics Space Administration* (NASA) e a Agência de Exploração Aeroespacial Japonesa, enquanto, o modelo de previsão confere ao *Weather Research Forecast Model*, um sistema de previsão numérica do tempo (AZEVEDO, 2015);
3. Um modelo de previsão a escorregamentos deflagrados por chuva, por exemplo, o SLIDE.

Em relação ao seu desenvolvimento, Liao *et al.* (2010) basearam-se nos estudos de Fredlund *et al.* (1996) e Montrasio e Valentino (2008), onde estes apresentam um modelo matemático que traduziu o fenômeno físico dos processos desencadeados por chuva. As forças desestabilizadoras provocadas pelo fluxo subsuperficial e a contribuição da saturação

parcial para resistência ao cisalhamento do solo são evidenciadas neste modelo, conforme apresentado na Figura 21.

Figura 21 - Esquema representativo para o modelo SLIDE.



Fonte: Adaptado de Liao *et al.* (2010).

Uma relação entre a quantidade de chuva e a expressão final do fator de segurança foi configurada e traduzida em uma simples formulação matemática, como mostrado na Equação (68).

$$FS = \frac{\cot\beta \cdot tg\phi' \cdot [\Gamma + m \cdot (n_w - 1)] + C'\Omega}{\Gamma + m \cdot n_w} \quad (68)$$

Onde β é o ângulo de inclinação do talude e ϕ' corresponde ao ângulo de atrito efetivo do solo, ambos expressos em grau. Existem ainda as funções integrantes para o cálculo do fator de segurança, destacadas nas Equações (69), (70) e (71).

$$\Gamma = G_s \cdot (1 - n) \cdot n \cdot S_r \quad (69)$$

$$n_w = n \cdot (1 - S_r) \quad (70)$$

$$\Omega = \frac{2}{\text{sen}(2\beta) \cdot H \cdot \gamma_w} \quad (71)$$

A variável G_s representa a gravidade específica [adimensional], n é a porosidade [%], S_r corresponde ao grau de saturação [%], H é a espessura do solo [m] e γ_w corresponde ao

peso específico da água [KN/m³]. Na Equação (68), C' representa a coesão total, esta inclui a coesão efetiva e aparente, as quais são relacionadas à sucção matricial proposta por Fredlund *et al.* (1996), sendo expressa da seguinte maneira:

$$C' = [c' + c_\varphi] \cdot \Delta_s = [c' + A \cdot (1 - \lambda m^\alpha)] \cdot \Delta_s \quad (72)$$

Em que, c' corresponde a coesão efetiva, Δ_s representa o comprimento unitário do talude, A é um parâmetro que depende do tipo de solo e do pico de tensão de cisalhamento na ruptura, λ é o coeficiente de intensidade ligado ao tipo de solo e α é o parâmetro que representa a tendência não linear à curva de coesão. As três últimas variáveis apresentadas são adimensionais.

Montrasio e Valentino (2008) citados por Liao *et al.* (2010), aproximaram a coesão relacionada à sucção como uma função matemática do grau de saturação com base em dados experimentais. Ainda, permitiram escrever a espessura adimensional (m_t) como função da intensidade da chuva. No entanto, o termo m_t foi reescrito de maneira a avaliar melhor os efeitos de uma única chuva.

Neste modelo, de acordo com Liao *et al.* (2010), a grade composta pelo talude infinito é conceituada como um tanque hídrico, considerando, simultaneamente, o ganho de água pela infiltração das chuvas e por percolação, bem como perda em virtude do escoamento através do elemento do talude e da evapotranspiração pela rede. Os autores explicam ainda que o valor de m poderia ser determinado por um teste *in-situ* do lençol freático e, em seguida, m_t poderia ser derivado pelo cálculo do balanço hídrico a cada etapa de tempo com base na Equação (73).

$$\begin{cases} m_1 = 0 \\ O_t = K_t \cdot \text{sen}\beta \cdot m_t \cdot H \cdot \text{cos}\beta \cdot \Delta_t \\ \Delta m = \frac{(I_t - O_t)}{n \cdot H \cdot (1 - S_r)} \\ m_{t+1} = m_t + \Delta m_t \end{cases} \quad (73)$$

Nestas equações, t representa o passo de tempo em que a análise se encontra, Δ_t refere-se ao intervalo de tempo, m_1 é o valor inicial do parâmetro m e m_t é calculado em cada passo de tempo. O_t representa a saída de água de uma porção finita de um talude de comprimento L . I_t é a intensidade da chuva, enquanto, a capacidade global de drenagem devido à permeabilidade intrínseca do solo e à presença de numerosas formas preferenciais de

fluxo é representada por K_t . Em relação ao conjunto de parâmetros de entrada para o modelo e as respectivas unidades empregadas por Liao *et al.* (2010) estão resumidas na Tabela 7.

Tabela 7 - Parâmetros e símbolos utilizados para avaliação do modelo.

Propriedade	Símbolo	Unidade
Propriedades da encosta		
Declividade da encosta	β	graus
Profundidade do deslizamento (nível freático), vertical	H	m
Espessura adimensional inicial	m_1	adimensional
Comprimento unitário do talude	Δ_s	1
Propriedades do solo		
Coefficientes	$A e \lambda$	adimensional
Ângulo de atrito efetivo	ϕ'	graus
Coesão efetiva	c'	Kpa
Coefficiente de coesão	α	adimensional
Gravidade específica	G_s	N/m ³
Porosidade	n	1
Grau de saturação	S_r	%
Peso específico da água	γ_w	N/m ³
Capacidade de drenagem	K_t	m.s
Propriedades da chuva		
Intensidade da chuva	I_T	mm/h
Duração da chuva	Δ_T	h

Fonte: Adaptado de Liao *et al.* (2010).

2.6.3 Modelo de Alerta de Fluxo de Detritos

Corresponde a um modelo proposto em uma pesquisa realizada por Papa, Medina e Bateman (2011), cujo foco principal concentrou-se no desenvolvimento de um sistema capaz de proporcionar avisos sobre a ocorrência de fluxo de detritos em regiões onde não há dados de eventos históricos, assim como no caso de mudanças climáticas e ambientais.

O trabalho sustenta-se na simulação de um grande número de casos abrangendo toda a faixa das variáveis dinâmicas de entrada (características da precipitação), considerando as inúmeras combinações entre elas. Segundo Papa, Medina e Bateman (2011), o volume total de detritos disponível para o fluxo é estimado para qualquer combinação possível de intensidade e duração da chuva.

O processo abordado resulta na elaboração de uma base de dados para obter curvas de limiares de chuva, de maneira que ao operá-las em tempo real é possível calcular a probabilidade de ocorrência à fluxos de detritos, podendo estes ser executados de forma

congruente com os resultados verificados, se a precipitação observada e esperada ultrapassar um determinado limiar.

De acordo com Papa, Medina e Bateman (2011), a metodologia de simulação aplicada ao modelo é bastante simples, viabilizando um processamento computacional em um curto período de tempo e limitando os dados solicitados. Desta forma, a avaliação da possível instabilidade do terreno ocorre de maneira extremamente rápida, utilizando-se poucas características do solo.

Para simular uma possível ocorrência de fluxo de detritos, os autores supracitados utilizaram-se de um elemento genérico da bacia, por uma análise de estabilidade de talude infinito, de acordo com um trabalho de Inverson (2000). O FS pode ser obtido a qualquer momento (t) para qualquer profundidade (Z), conforme a expressão abaixo:

$$FS(Z, t) = \frac{tg\varphi}{tg\alpha} + \frac{c - \psi(Z, t) \cdot \gamma_w \cdot tg\varphi}{\gamma_s \cdot Z \cdot sen\alpha \cdot cos\alpha} \quad (74)$$

Na equação (74), α é a inclinação do talude, c refere-se a coesão do talude, Z é a coordenada vertical orientada positivamente para baixo, φ relaciona-se com o ângulo de atrito interno, γ_s representa o peso específico do solo, enquanto, γ_w representa o peso específico da água, correspondendo a $9,8 \text{ KN/m}^3$ e $\psi(Z, t)$ é a carga hidráulica total, sendo dependente da profundidade e do tempo. Considera-se o solo instável na profundidade Z , quando o valor crítico do fator de segurança é alcançado, ou seja, $FS = 1$.

Papa, Medina e Bateman (2011) citam trabalhos em que os fluxos de detritos observados foram desencadeados por chuvas de longa duração e baixa intensidade, seguidas por chuvas intensas de curto prazo. Assumindo este fato como referência, a carga hidráulica total apontada como desencadeadora do processo é calculada pela sobreposição do efeito de uma chuva antecedente (chuva de menor intensidade) e o evento pluviométrico mais concentrado, de modo que a condição inicial adotada para o cálculo ao longo do tempo da carga hidráulica total, pertinente ao evento intenso de chuva é aquela resultante da precipitação antecedente.

Neste modelo, as condições de estado estacionário são alcançadas e a direção do fluxo de água subterrânea pode ser assumida como paralela ao talude, se a precipitação antecedente tiver intensidade suficientemente baixa e longa duração. Nesta condição, para a obtenção da carga hidráulica referente à água subterrânea, aplica-se a equação abaixo:

$$\psi(Z, 0) = (Z - d) \cdot (\cos\alpha)^2 \quad (75)$$

Onde d corresponde à profundidade do lençol freático medida na direção de Z , em condições estacionárias. A equação de conservação de massa da água subterrânea, conforme Montgomery e Dietrich (1994) citado por Papa, Medina e Bateman (2011), fornece o seguinte:

$$Z_T - d = \frac{(I_Z)_{estacionário}}{K_x} \times \frac{A}{b \cdot \text{sen}\alpha \cdot \text{cos}\alpha} \quad (76)$$

Na expressão acima Z_T é a profundidade da camada impermeável, $(I_Z)_{estacionário}$ refere-se a taxa de infiltração na superfície do solo em condições estacionárias e na direção normal do talude, K_x representa a condutividade hidráulica na direção paralela ao talude, A é a bacia drenada e b relaciona-se à largura do elemento da encosta ao longo da direção tangente ao contorno topográfico local.

Papa, Medina e Bateman (2011) escolheram apoiar-se na abordagem de Iverson (2000), que propôs uma solução analítica da equação de Richards direcionada ao cálculo da carga hidráulica, resultante do curto período de precipitação. Partindo-se das hipóteses de infiltração vertical, as condições iniciais de umidade, assim com as condições de contorno do fluxo vertical subterrâneo igual a zero a grandes profundidades abaixo do lençol freático e a entrada de água na superfície do solo regido pela lei de Darcy, a equação a seguir fornece a solução indicada por Iverson (2000):

$$\psi(Z, T) = \psi(Z, 0) + Z \cdot \frac{I_Z}{K_Z} \cdot [R(T^*)] \quad (77)$$

Em que $\psi(Z, 0)$ refere-se à carga hidráulica no início do evento pluviométrico intenso, I_Z é a taxa de infiltração na superfície do solo na direção normal ao talude, K_Z corresponde a condutividade hidráulica na direção normal da encosta e $R(T^*)$ é definido da seguinte da seguinte maneira:

$$R(T^*) = \sqrt{\frac{T^*}{\pi}} \cdot \exp\left(\frac{-1}{T^*}\right) - \text{erfc}\left(\frac{1}{\sqrt{T^*}}\right) \quad (78)$$

Na qual $erfc$ representa a função de erro complementar, definida por:

$$erfc(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_x^{\infty} e^{-t^2} dt \quad (79)$$

O termo T^* é dado pela seguinte expressão:

$$T^* = \frac{T}{\left[\frac{Z^2}{4 \cdot D_0 \cdot (\cos\alpha)^2} \right]} \quad (80)$$

Onde T refere-se à duração do evento de chuva e D_0 é a difusidade máxima característica, que governa a transmissão da carga hidráulica quando o solo está próximo da saturação.

Papa, Medina e Bateman (2011) estabeleceram, ainda, uma divisão das variáveis que alimentam o modelo apresentado em duas classes principais, estáticas e dinâmicas. O modelo matemático já descrito pode avaliar a possível instabilidade de um elemento da bacia com determinadas características (variáveis de entrada estática) submetidas a uma certa precipitação (variáveis de entrada dinâmicas).

A proposta original elaborada pelos autores supracitados abrange apenas uma certa quantidade de elementos computacionais, que devem ser agregados ao modelo, sendo capazes de representar o comportamento de toda a bacia. Eles explicam ainda que a análise de estabilidade para todas as células que compõe a bacia pelo sistema de alerta torna-se impraticável, em razão do tempo dispensado pelo modelo e da necessidade de informações detalhadas a respeito das propriedades dos materiais envolvidos.

O arranjo para os dados de entrada do modelo é, portanto, uma matriz de variáveis estáticas, representando a bacia estudada. O processo de estruturação da matriz ocorre a partir da divisão da bacia em distritos, cada um com características geomorfológicas homogêneas, conseqüentemente, apresentando mesmo valor para as seguintes variáveis do solo: Z_T , γ_s , φ , c , K_x e K_z . A máxima difusidade característica D_0 pode assumir qualquer valor positivo dependendo da proximidade em relação à saturação completa, apoiando-se nesta consideração D_0/K_z pode ser utilizado como parâmetro de calibração.

As incertezas na avaliação das variáveis do solo, na metodologia estabelecida por Papa, Medina e Bateman (2011), são levadas em consideração, atribuindo a cada variável um

valor médio juntamente com um intervalo de confiança. A existência do intervalo de confiança é estabelecida para cada variável, conforme as metodologias utilizadas para a variável em questão e as conseqüentes incertezas vinculadas aos resultados da avaliação. A atribuição de um valor a uma variável de solo específico a um determinado número de vetores de entrada, segue a função de distribuição normal dessa variável com a média atribuída e o intervalo de confiança.

As variáveis topográficas α e A/b são computadas para cada célula da bacia, através de dispositivos vinculados ao SIG e aplicação ao modelo numérico de terreno, tendo seus valores conferidos a cada distrito, congruentes a distribuição de frequência dos valores da bacia real.

Segundo Papa, Medina e Bateman (2011), a quantidade “n” de elementos a serem aplicados as análises, podem ser definidos como parâmetros de entrada, regulando, por um lado, o tempo computacional e, por outro, a representatividade da matriz de entrada.

Em relação a T , I_Z e $(I_Z)_{estacionário}$, ditas, variáveis de entrada dinâmica, deve-se estipular os limites inferiores e superiores dos valores possíveis, juntamente com a quantidade total de valores para certa variável específica, m_i com i assumindo 1,2 e 3. Após este passo, a simulação é executada para cada linha da matriz de entrada estática, assim como para cada combinação das variáveis de entradas dinâmicas, de maneira que o número total de simulações executadas (N) é dado por:

$$N = n \cdot \prod_{i=1}^3 m_i \quad (81)$$

A simulação fornece como saída o número de elementos instáveis e o volume correspondente de detritos disponíveis. Através dos dados obtidos, por simples interpolação, é possível construir para cada valor de precipitação antecedente $(I_Z)_{estacionário}$, um gráfico representando as curvas de intensidade e duração da chuva, produzindo um valor fixo de porcentagem de células instáveis ou um valor fixo de volume total de detritos.

Na tabela 8 encontram-se listadas as variáveis, suas classes e as unidades em que devem ser incorporadas ao sistema de risco, bem como uma breve descrição de cada uma.

Tabela 8 - Listagem das variáveis de acordo com sua classificação.

Classificação	nº	Variável	Unidade	Descrição
Dinâmica	1	T	h	duração de evento de chuva
	2	I_z	mm/h	Taxa de infiltração da chuva na superfície do terreno, na direção normal do talude
	3	$(I_z)_{estacionário}$	mm/mês	Taxa de infiltração da chuva antecedente na superfície do terreno, na direção normal do talude
Estática	4	A/b	m	Razão entre a bacia drenada e a largura do elemento do talude ao longo da direção tangente ao contorno topográfico do local
	5	Z_T	m	Profundidade total disponível do solo - profundidade da camada rígida impermeável
	6	γ_s	KN/m ³	Peso específico médio do solo
	7	φ	Graus (°)	Ângulo de atrito interno
	8	c	Kpa	Coesão do solo
	9	α	Graus (°)	Declividade do talude
	10	K_x	mm/s	Condutividade hidráulica na direção paralela ao talude
	11	K_z	mm/s	Condutividade hidráulica na direção normal ao talude
	12	D_0	m ² /s	Difusidade máxima característica que governa a transmissão da carga hidráulica quando o solo está próximo da saturação

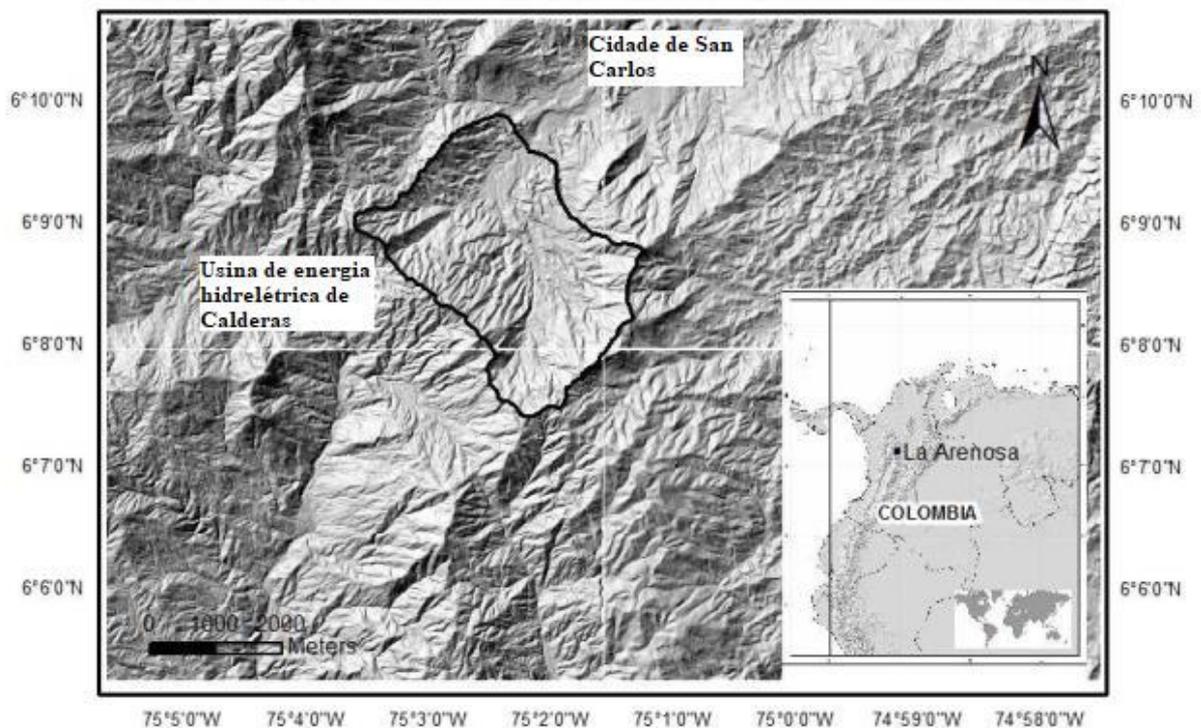
Fonte: Adaptado de Papa, Medina e Bateman (2011).

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Bacia *La Arenosa* (Colômbia)

A bacia *La arenosa* (Figura 22) está posicionada a 160 km ao leste do vale do Aburrá, Colômbia, no lado sudeste da cordilheira central na região de Antioquia. Faz parte da região superior da bacia hidrográfica do rio San Carlos, o qual é formado pelo encontro dos rios *La Arenosa*, *Betulia* e *Alejandro* (HERMELÍN; MEJIA; VELASQUEZ, 1992), contando com uma extensão de 9,91 km², possuindo altitudes que variam entre 1.000 m a 1.900 m. É altamente dissecada, apresentando vertentes de comprimento na ordem de 40 m a 60 m (ARISTIZÁBAL, 2013).

Figura 22 - Localização da bacia La Arenosa.



Fonte: Adaptado de Aristizábal (2013).

De acordo com Rojas (2017), a área apresenta clima tropical úmido, com média anual de 3000 mm de chuva. O regime de precipitação é compreendido pela elevada variabilidade nas escalas interanual e intertemporal. A estação chuvosa se estende de setembro a novembro e de março a maio, enquanto a estação seca, com o mínimo de chuvas, acontece em julho (ARISTIZÁBAL, 2013). Em geral, as precipitações ocorrem à tarde ou à noite e manifestam-

se como chuvas de curta duração. Suas frequências devem-se ao fluxo contínuo de massas de ar quente carregadas de umidade oriundas do vale do rio Magdalena (GARCÍA, 1995).

De acordo com Rojas (2017), duas unidades geológicas caracterizam a bacia hidrográfica, sendo a unidade principal formada por solos de origem residual, com predomínio em quase toda a área, apresentando textura mediamente fina, boa capacidade de drenagem e profundos perfis de intemperismo. A outra unidade é composta por uma mistura de depósitos de origem aluvial e coluvial, reconhecidos por gerar solos de profundidades moderadas, com textura fina e com uma capacidade de drenagem razoável. Conforme Rendón (2016), os solos possuem espessuras de 3 a 20 metros, resultantes dos processos de intemperismo e erosão da região.

3.2 A Tormenta na Bacia *La Arenosa*

Em 21 de setembro de 1990, um episódio de precipitação de elevada intensidade e curta duração atingiu a bacia *La arenosa*. Em menos de três horas, uma chuva de 208 mm desencadeou diversos deslizamentos (Figura 23). Este acontecimento é único, considerando o altíssimo número de rupturas ocorridas (ARISTIZÁBAL, 2013).

Conforme Hermelín, Mejía e Velasquez (1992), este evento atingiu vigorosamente a população, trazendo a óbito 20 pessoas e desabrigando 260 pessoas. Um total de 27 casas foram destruídas e outras 30 foram avariadas. Pontes e mais de 100 m de rodovias foram danificadas. A usina hidrelétrica de Calderas foi severamente atingida pelos enormes blocos conduzidos pelo rio *La Arenosa*. Estimou-se em mais de US\$6.000.000,00 as perdas totais.

Uma precipitação prolongada e de pequena intensidade com registro de aproximadamente 621 mm configuraram os dois meses anteriores ao evento (ARISTIZÁBAL, 2013). Conforme García (1995), a tormenta foi de caráter excepcional e de acordo com as curvas de Intensidade-Duração-Frequência (IDF) da precipitação de uma estação da cidade de San Carlos, estimou-se que o período de retorno deste evento era da ordem de 200 anos.

Figura 23 - Cicatrizes dos escorregamentos.



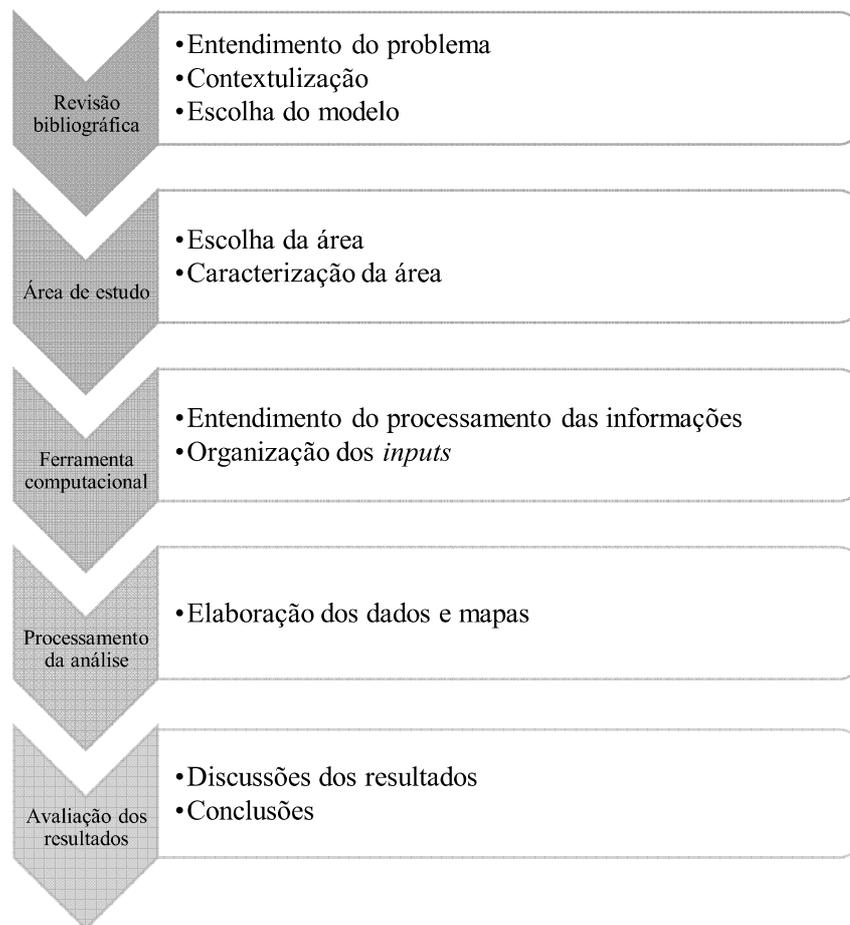
Fonte: Hermelín (2007).

Mediante observação das fotos aéreas pós evento e de investigações em campo, Integral (1990) e Mejía e Velásquez (1991) citados por Aristizábal (2013), ofereceram um detalhado inventário e uma descrição ampla dos escorregamentos ocorridos. No entanto, o autor explica que, conforme um relatório apresentado, nem todas as fotos aéreas e mapas topográficos estavam disponíveis o que impossibilitou determinar adequadamente o número total de escorregamentos. Contudo, os inventários cobrem aproximadamente 70% da área afetada. De acordo com Mejía e Velásquez (1991), 699 escorregamentos foram registrados, sendo classificados como deslizamentos e como fluxo de detrito/lama, apresentando velocidade de muito rápido a extremamente rápido, com excessiva quantidade de água.

4 METODOLOGIA

A metodologia proposta no desenvolvimento deste trabalho teve como objetivo primordial obter cenários de ameaça a escorregamentos rasos em termos de fator de segurança com o uso de diferentes configurações de chuva. Basicamente, a metodologia proposta a ser utilizada na elaboração desta pesquisa contemplou cinco etapas, explicitadas na Figura 24.

Figura 24 - Etapas propostas para a metodologia.



Fonte: Autora (2019).

Inicialmente, realizou-se uma revisão bibliográfica no intuito de conseguir o entendimento do problema proposto, a qual englobou os pontos relevantes a respeito da relação existente entre ocorrências de precipitação e movimentos de massa, bem como os modelos existentes para o cálculo de ameaça a escorregamentos.

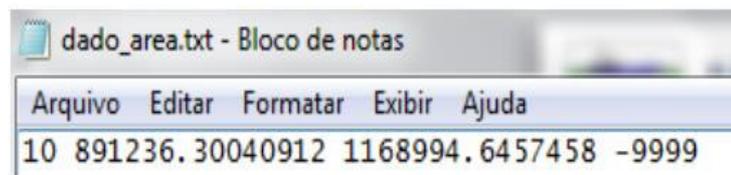
A área de estudo empregada, a bacia *La Arenosa*, foi particularmente escolhida devido ao evento de escorregamentos massivos ocorridos no dia 21 de setembro de 1990, que proporcionou a calibração do modelo implementado.

O modelo adotado foi o SHIA_Landslide, proposto por Aristizábal (2013), o qual encontra-se desenvolvido na linguagem FORTRAN. Para a presente pesquisa, utilizou-se o código do modelo implementado em *MATrix LABORatory* (MATLAB), desenvolvido por Azevedo (2015).

Para a utilização do modelo, uma lista de arquivos correspondentes às informações de chuva e à área de estudo são necessários como *input* para o funcionamento da ferramenta. Os arquivos correspondentes às informações de chuva, encontram-se sob o formato texto (“.txt”), com denominação própria, organizados sob a forma de matriz ou vetor linha e com a nomenclatura estritamente obedecida, evitando, desta forma, erros no momento de sua incorporação. A seguir, é feita a descrição dos mesmos, enquanto os demais dados encontram-se descritos no tópico 3.6.1 Estes apresentam extensão (“.asc”), exceto o relativo às informações da área de estudo.

- `dado_area` - corresponde ao arquivo com as informações da área de estudo, organizado na seguinte ordem, conforme representado na Figura 25: dimensão do pixel (resolução espacial das células de trabalho) em metros; latitude expressa em coordenada plana (em metros) do canto inferior esquerdo do retângulo que define a área de estudo; longitude expressa em coordenada plana (em metros) do canto inferior esquerdo do retângulo que define a área de estudo; valor considerado inválido e indicativo de ausência de dados representativos.

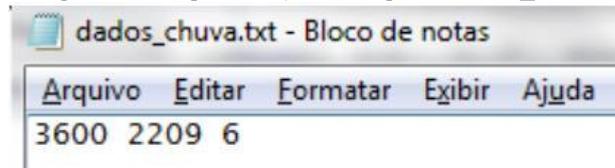
Figura 25 - Representação do arquivo “dados_area”.



Fonte: Autora (2019).

- `dados_chuva` – corresponde ao arquivo (Figura 26) que contém, sequencialmente, as seguintes informações: intervalo de tempo correspondente entre os registros de chuva, dado em segundos; número total de registros de chuva; número de estações pluviométricas presente na área de estudo.

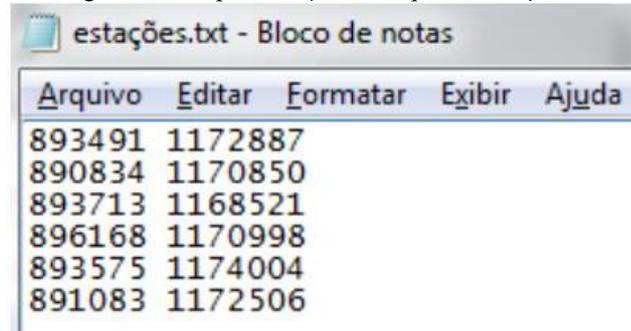
Figura 26 - Representação do arquivo “dados_chuva”.



Fonte: Autora (2019).

- estações - arquivo que contém as coordenadas das estações pluviométricas, onde a primeira coluna representa a latitude e a segunda a longitude, enquanto a linha corresponde a uma estação, conforme representado na Figura 27.

Figura 27 - Representação do arquivo “estações”.



Fonte: Autora (2019).

- Rain - corresponde ao arquivo (Figura 28) que contém os registros de chuva da área estudada, organizado da seguinte maneira: cada coluna apresenta a chuva de uma determinada estação, ou seja, a primeira coluna corresponde a primeira estação e assim sucessivamente, enquanto as linhas trazem o registro em um intervalo de tempo de uma hora.

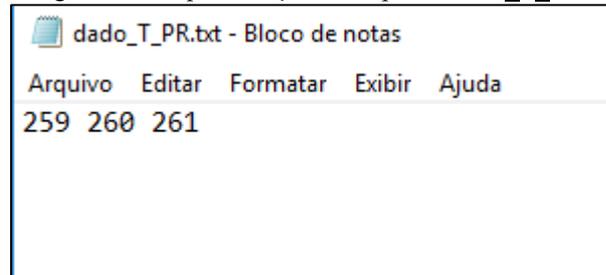
Figura 28 - Representação do arquivo “Rain”.

Arquivo	Editar	Formatar	Exibir	Ajuda		
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Fonte: Autora (2019).

- dado_T_PR – corresponde ao arquivo (Figura 29) onde serão indicados os passos de chuva (posição/ linha em que os registros se encontram) para obtenção das matrizes de ameaça.

Figura 29 - Representação do arquivo “dado_T_PR”.



Fonte: Autora (2019).

O procedimento de preparação dos elementos demandados para a análise, iniciou-se com o refinamento do arquivo “Rain” que contém os registros de chuva (com intervalo de 1h entre cada, totalizando 2209 passos de chuva, ou seja, 2209 horas de precipitação), relativos a 01/03/2011 a 31/05/2011 das 6 estações pluviométricas da área de estudo, em virtude da presença de muitos intervalos de tempo com registros nulos de chuva. O refinamento ocorreu com o auxílio do *software Excel*[®], somente para uma melhor visualização dos dados. Os registros de chuvas selecionados foram aqueles julgados mais relevantes e que estavam em sequência, exceto os últimos em que houve um salto do 1933 para o 1935, pois o registro 1934 foi considerado irrelevante para a pesquisa. A Figura 30 traz destacados os registros em sequência adotados.

Figura 30 - Registros Adotados.

259	17.60	0.40	0.40	17.60	17.60	0.40
260	17.30	0.40	0.40	17.30	17.30	0.40
261	16.70	0.30	0.30	16.70	16.70	0.30
280	19.20	0.00	0.00	19.20	19.20	0.00
281	19.30	0.10	0.10	19.30	19.30	0.10
282	19.60	0.00	0.00	19.60	19.60	0.00
456	25.00	0.00	0.00	25.00	25.00	0.00
457	12.00	0.00	0.00	12.00	12.00	0.00
458	29.00	0.00	0.00	29.00	29.00	0.00
459	13.00	0.00	0.00	13.00	13.00	0.00
1390	3.00	10.40	10.40	3.00	3.00	10.40
1391	6.00	11.80	11.80	6.00	6.00	11.80
1392	18.00	17.50	17.50	18.00	18.00	17.50
1393	21.00	18.60	18.60	21.00	21.00	18.60
1395	60.00	1.20	1.20	60.00	60.00	1.20

Fonte: Autora (2019).

Posteriormente, o arquivo dado_T_PR foi criado com todos os passos de chuva a serem simulados. Em seguida, deu-se início a simulação do modelo, para obtenção dos cenários de ameaça a escorregamento frente a cada configuração de chuva. Este cenário é dado sob a forma de matriz.

O cálculo do cenário de ameaça apresenta configuração $n+2$, onde n corresponde ao total de matrizes de ameaça que serão geradas mediante tantos passos de chuva indicados, ou seja, indicou-se ao arquivo 3 passos de chuva, então, 3 matrizes serão geradas, representando o cenário de ameaça de cada configuração de chuva indicado. A numeração 2 refere-se às matrizes de susceptibilidade (caracterizada pela condição de estabilidade do terreno, antes de ser submetido à ação de qualquer chuva) e de ameaça final (caracterizada pela condição de estabilidade do terreno, após a aplicação de todas as precipitações).

Na pós-simulação, uma matriz FS_Final é gerada, que corresponde a matriz de discretização espacial da área de estudo junto ao empilhamento das matrizes de susceptibilidade, matrizes de ameaça nos tempos especificados e matriz de ameaça final, respectivamente.

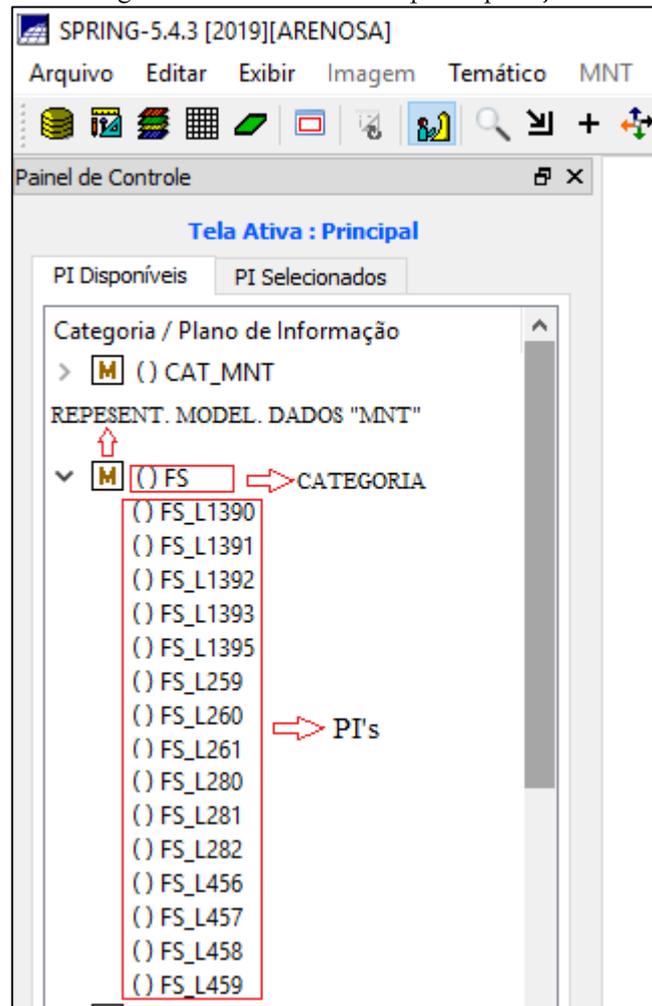
A matriz de ameaça apresenta valores associados ao fator de segurança para cada porção do terreno estudado, mediante a aplicação da ação da precipitação. O fator de segurança adotado como limite para distinguir a qualidade de estável ou instável, do ponto de vista determinístico, refere-se ao valor unitário, correspondendo a condição de equilíbrio limite, sendo encontrado de forma fixa no código.

Para uma melhor avaliação dos cenários de ameaça obtidos frente as diferentes configurações de chuva, utilizou-se uma plataforma SIG. A escolhida para esta pesquisa foi o *software* SPRING[®] (Câmara *et al.*, 1996). Um banco de dados e um projeto específico da região alvo de estudo, já encontravam-se criados no SPRING[®], objetivando a organização dos dados geográficos em escala e projeção definidas. Dentro do projeto encontravam-se criadas categorias com denominações representativas para grupos particulares de atributos espaciais, os quais necessitam ser agrupados em distintos planos de informações (PI's), associando-se a um determinado modelo de dados.

O procedimento de preparação para exportação das matrizes de ameaça para o SIG, inicia-se com seu desempilhamento das matrizes de susceptibilidade e ameaça final, seguido da criação de um arquivo com extensão (.spr), onde estarão contidas juntos a um cabeçalho específico que traz as informações de controle dos planos de informações da plataforma SIG (como resolução da matriz, projeção cartográfica, datum, entre outros), evitando-se, desta forma, erros de importação.

Em seguida, criou-se no projeto existente uma categoria com denominação FS e posteriormente importou-se, associando-se a esta categoria, os arquivos contendo as matrizes de ameaça, agrupadas em distintos PI's, relacionados ao Modelo Numérico de Terreno (MNT). A Figura 31 traz a interface gráfica pós-importação.

Figura 31 - Interface Gráfica pós Importação.



Fonte: Autora (2019).

Outra categoria com denominação FS_TEM também foi criada, apresentando seus respectivos PI's, associados ao modelo de dados "Temático". Nesta categoria, houve a criação de 5 classes temáticas, cujo os valores estabelecidos para cada uma foi: 0-1, 1-2, 2-5, 5-7, 7-10 e maior que 10 (>10).

Para cada plano de informação da categoria FS, executou-se o fatiamento (que consiste em gerar uma imagem temática com valores de classes definidas a partir de uma grade do MNT do fator de segurança), com FS_TEM como categoria de saída. Cada fatia foi associada a cada uma das classes temáticas previamente definida.

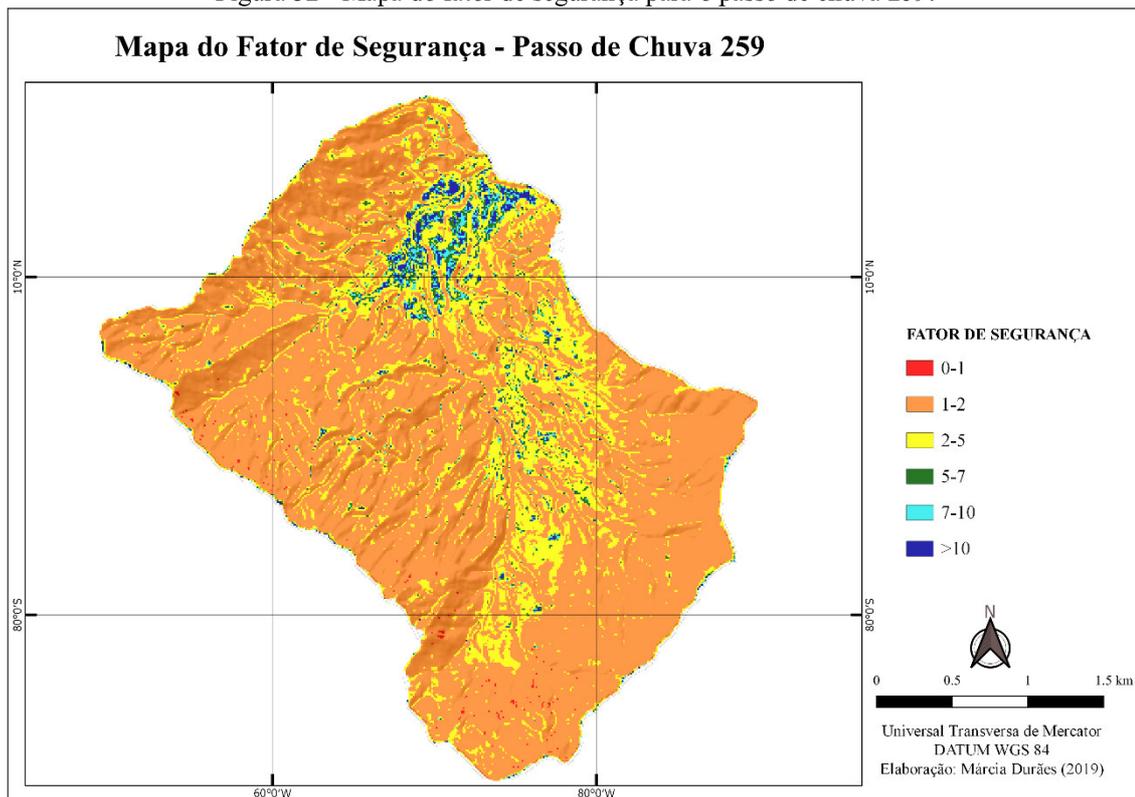
De posse destas imagens temáticas, exportou-se cada uma ao *software* QGIS[®] para a confecção dos mapas temáticos, correspondente aos cenários de ameaça obtidos frente às diferentes configurações de chuva aplicada.

A partir do MNT, extraiu-se a declividade e com base neste atributo do terreno, criou-se o PI temático de declividade, apresentando 5 classes temáticas, cujo os valores associados a elas são: 0° a 5°, 5° a 10°, 10° a 20°, 20° a 35° e maior que 35° (>35°). Isso, para posteriormente proceder-se a tabulação cruzada com os PI's de fator de segurança.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

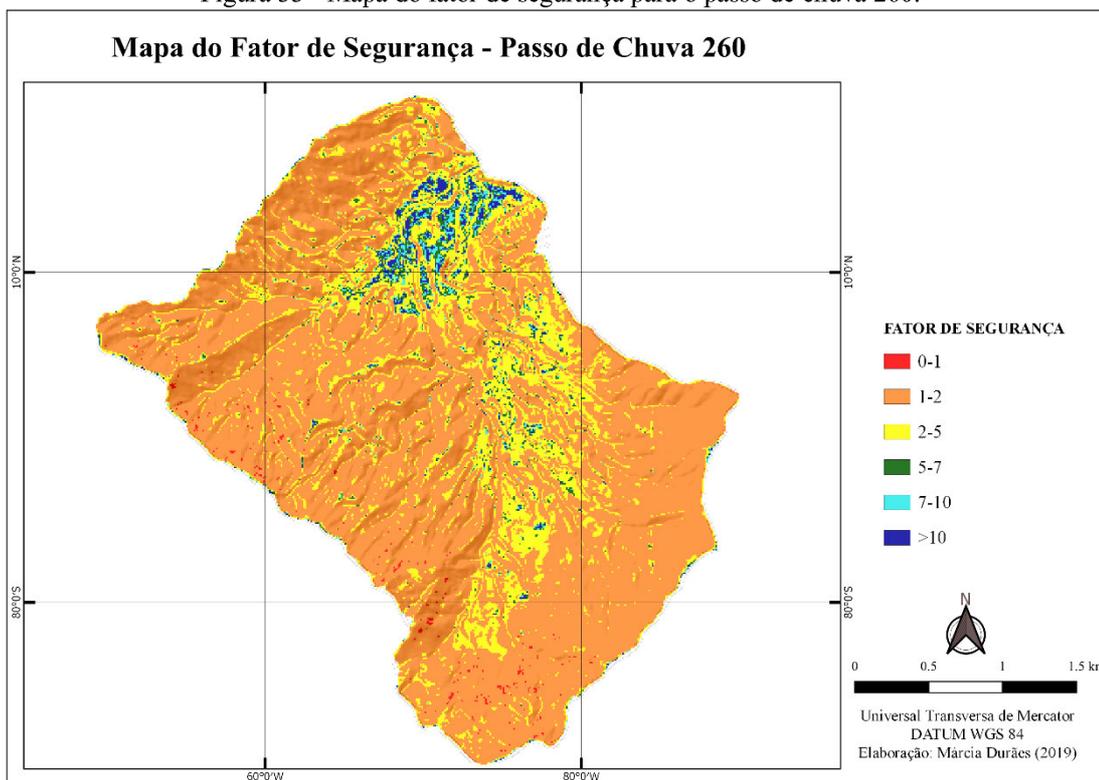
Como resultados, destacam-se os cenários de ameaça alcançados nas análises, apresentados nos mapas confeccionados, os quais se referem à distribuição espacial da ameaça pela área de estudo. Estes cenários derivam dos registros de chuva aplicados à pesquisa. Nestes resultados, torna-se evidente a ação da precipitação na estabilidade das encostas, por meio do acréscimo observado na quantificação do fator de segurança, assim como as áreas mais atingidas pela atuação da chuva. É possível observar a evolução temporal do aspecto relacionado à ameaça para a área analisada, sob a forma de FS, à medida que se aplica as configurações de chuva de cada registro. É visível o incremento da ameaça em algumas áreas, à medida que decorre a progressão temporal das análises. As configurações de FS alcançadas estão presentes nas Figuras 32 a 46 e nas Tabelas 9 a 12.

Figura 32 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 259.



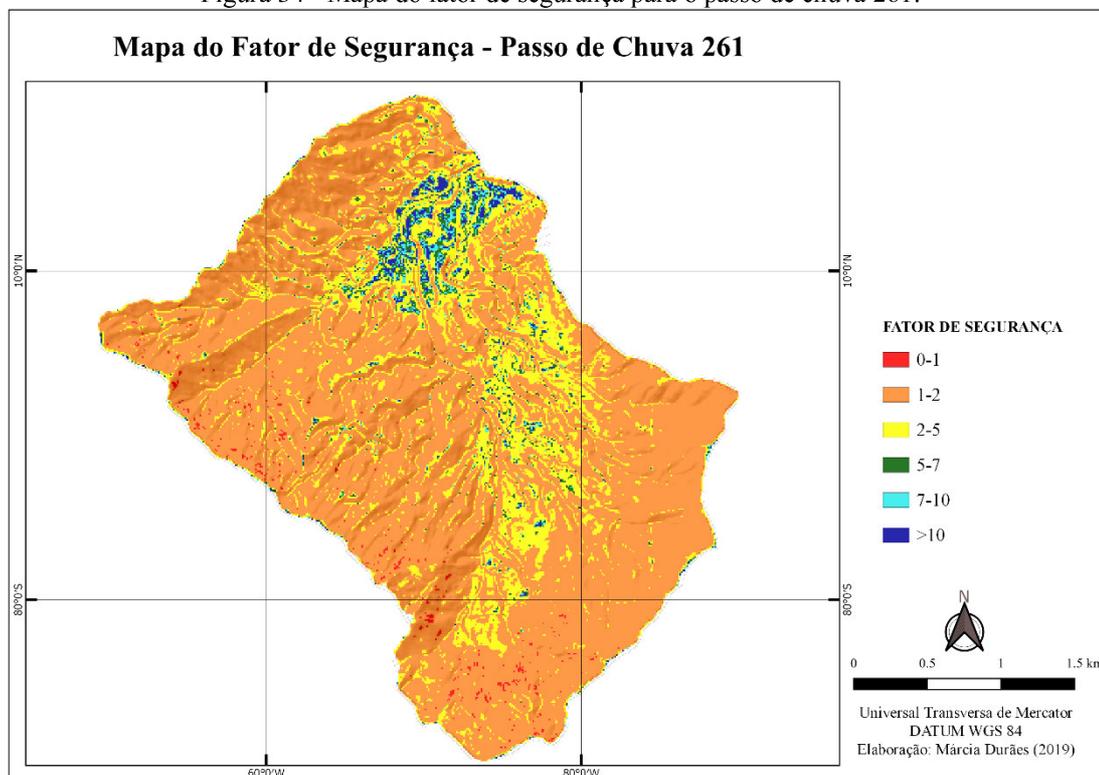
Fonte: Autora (2019).

Figura 33 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 260.



Fonte: Autora (2019).

Figura 34 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 261.



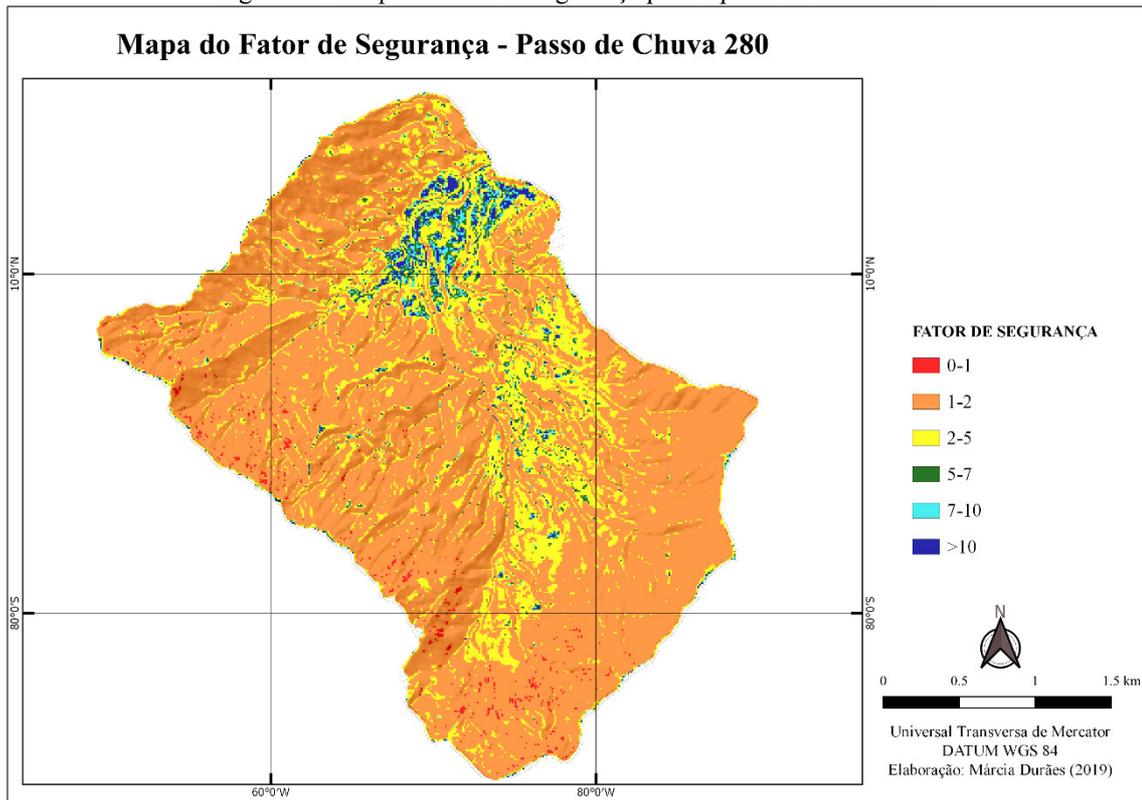
Fonte: Autora (2019).

Tabela 9 - Área em km² das medidas de classe para os eventos de chuva 259 a 261.

Passos de Chuva	Classes do Fator de Segurança					
	0-1	1-2	2-5	5-7	7-10	>10
259	0,017300	7,87700	1,898200	0,207800	0,128600	0,123200
260	0,034900	7,489300	1,881000	0,207100	0,127600	0,122900
261	0,057000	7,483900	1,867300	0,204900	0,127500	0,122200

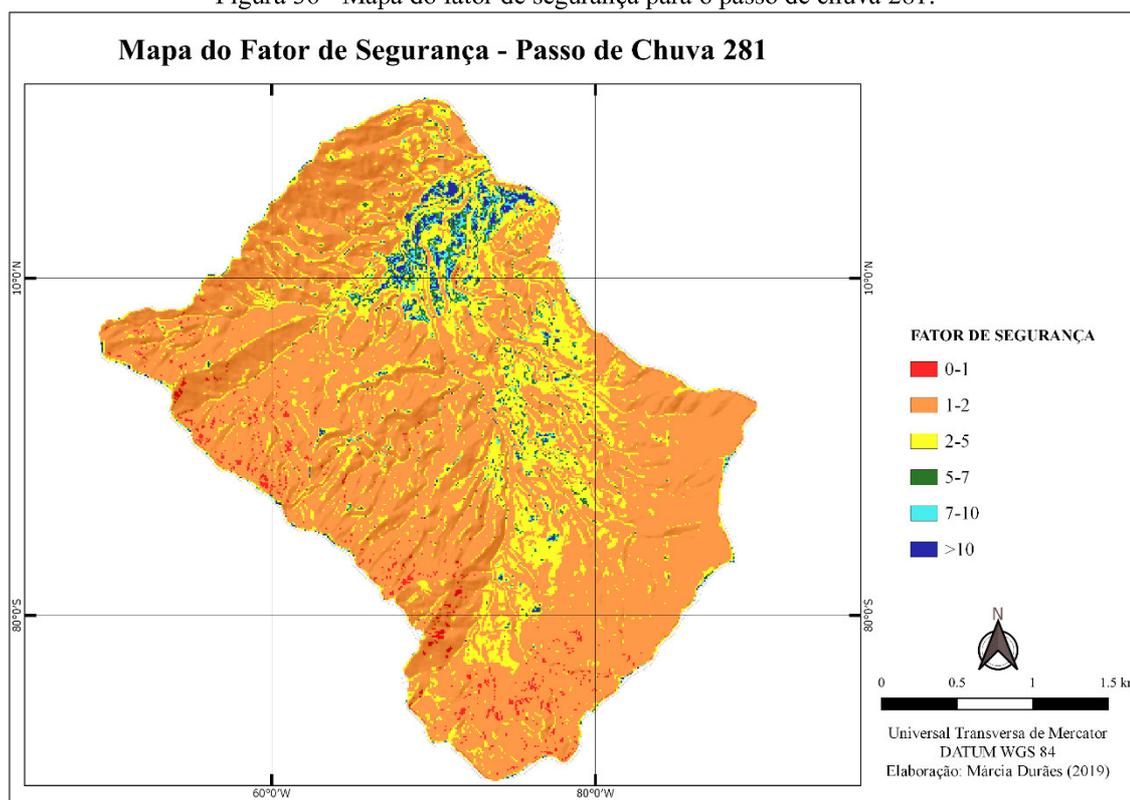
Fonte: Autora (2019).

Figura 35 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 280.



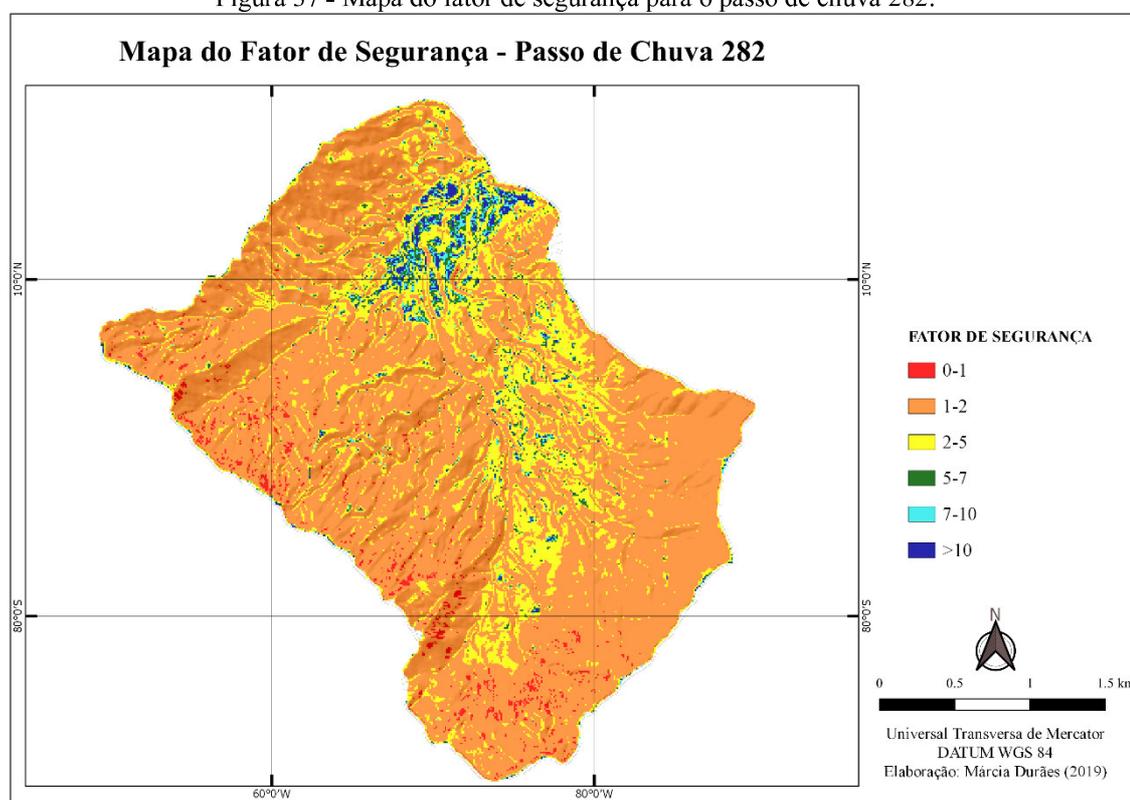
Fonte: Autora (2019).

Figura 36 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 281.



Fonte: Autora (2019).

Figura 37 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 282.



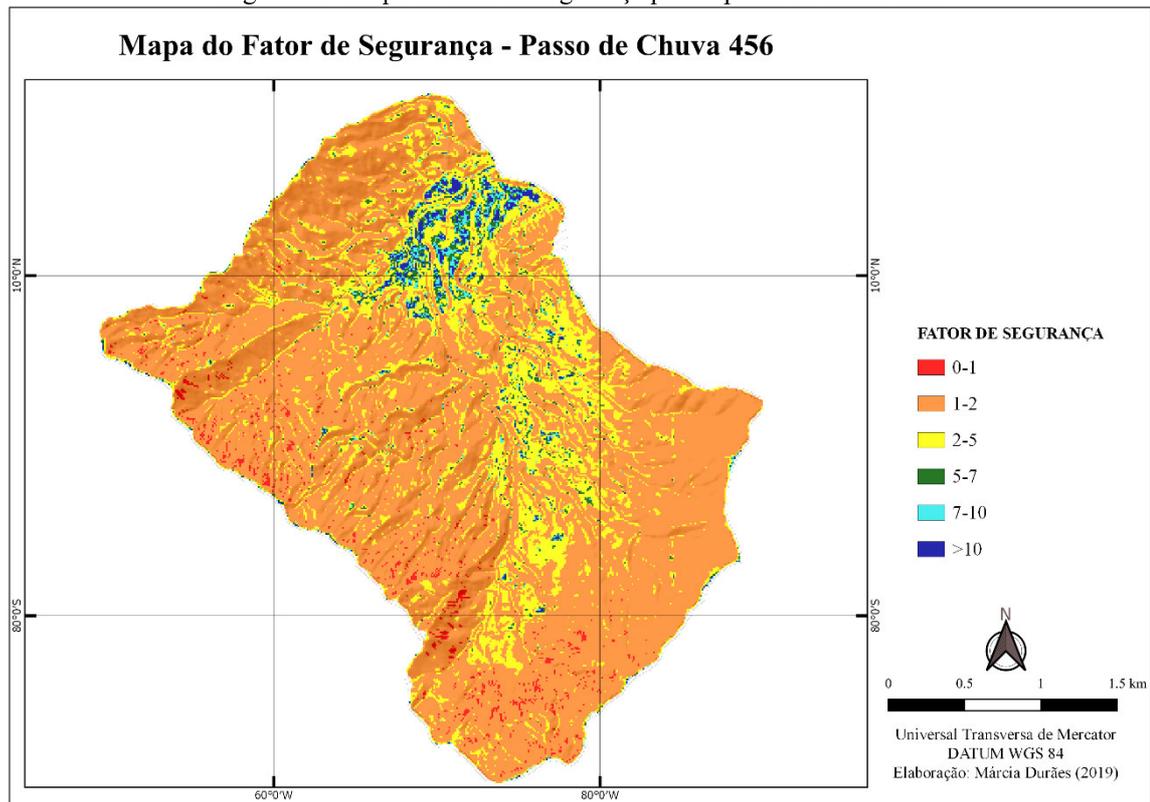
Fonte: Autora (2019).

Tabela 10 - Área em km² das medidas de classe para os eventos de chuva 280 a 282.

Passos de Chuva	Classes do Fator de Segurança					
	0-1	1-2	2-5	5-7	7-10	>10
280	0,075400	7,462200	1,869300	0,205900	0,127300	0,122700
281	0,115800	7,445900	1,848100	0,205000	0,126400	0,121600
282	0,165400	7,418900	1,828400	0,204100	0,125200	0,120800

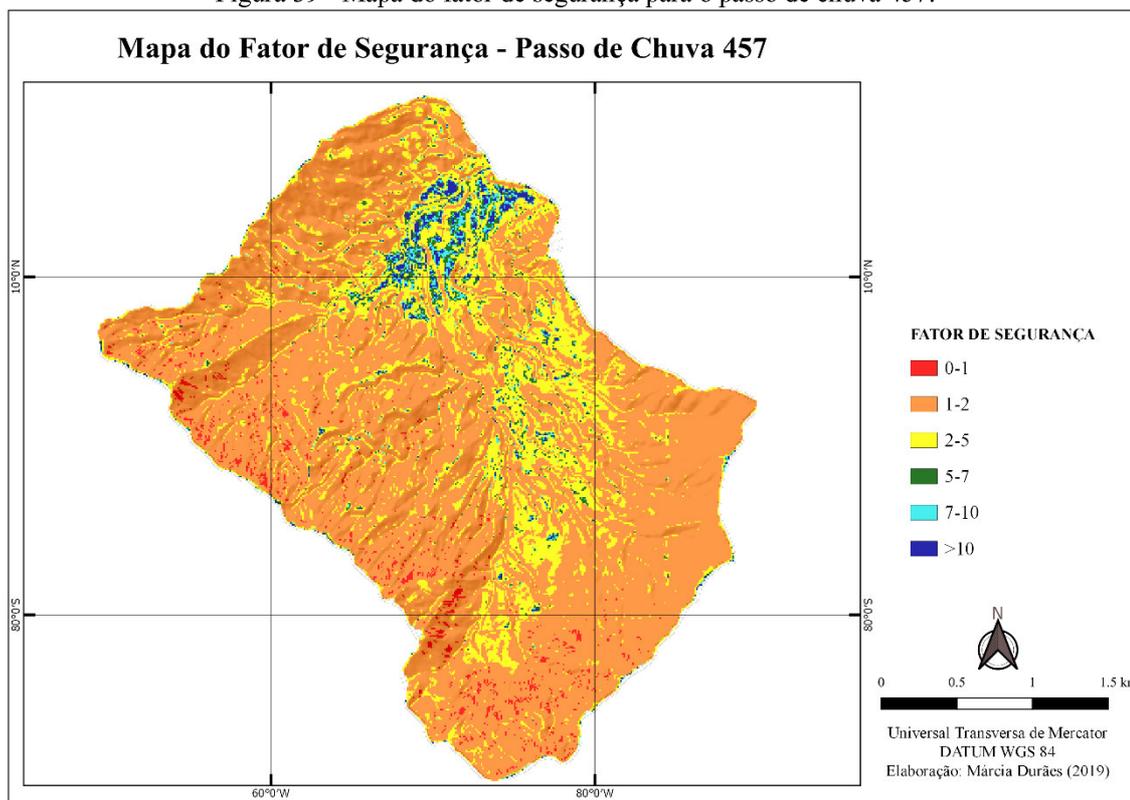
Fonte: Autora (2019).

Figura 38 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 456.



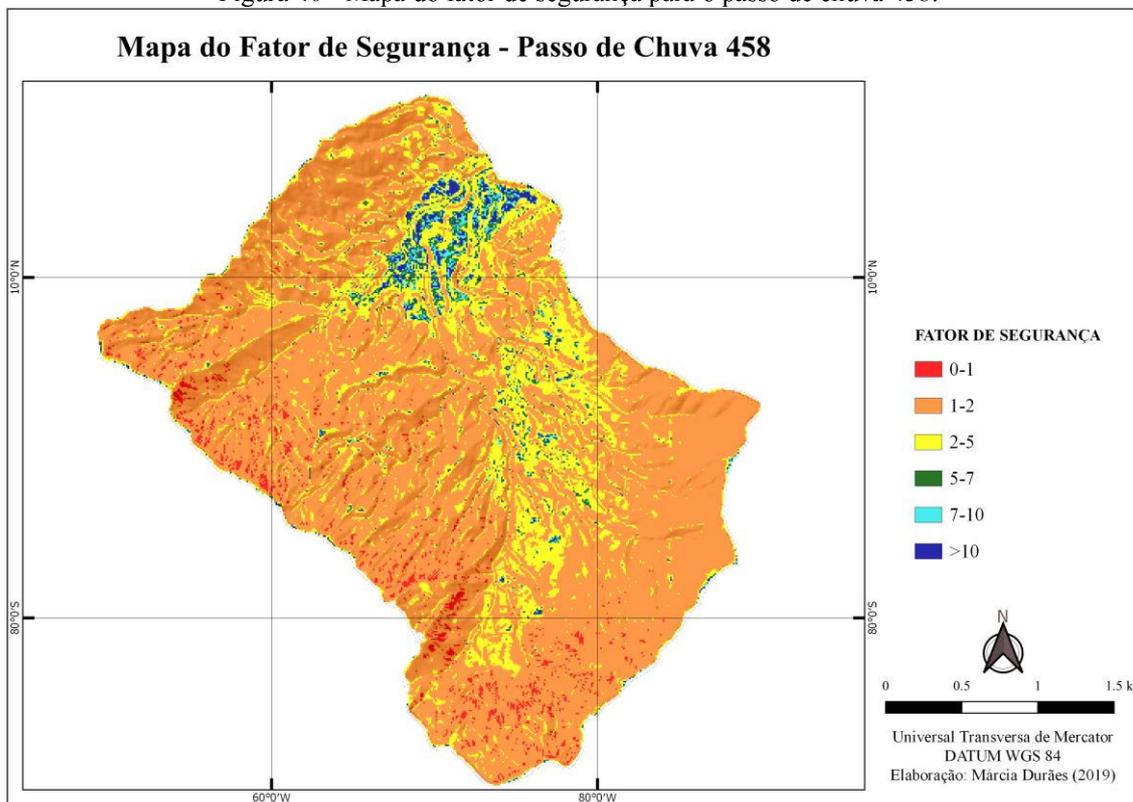
Fonte: Autora (2019).

Figura 39 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 457.



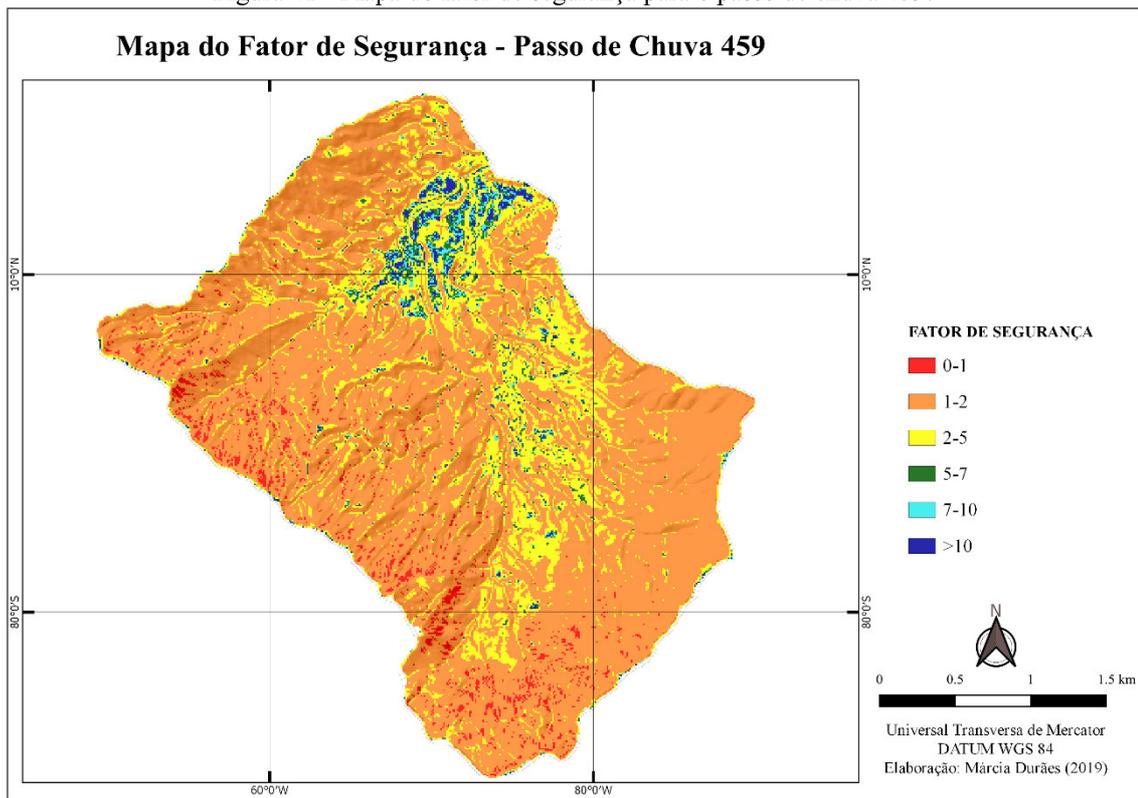
Fonte: Autora (2019).

Figura 40 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 458.



Fonte: Autora (2019).

Figura 41 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 459.



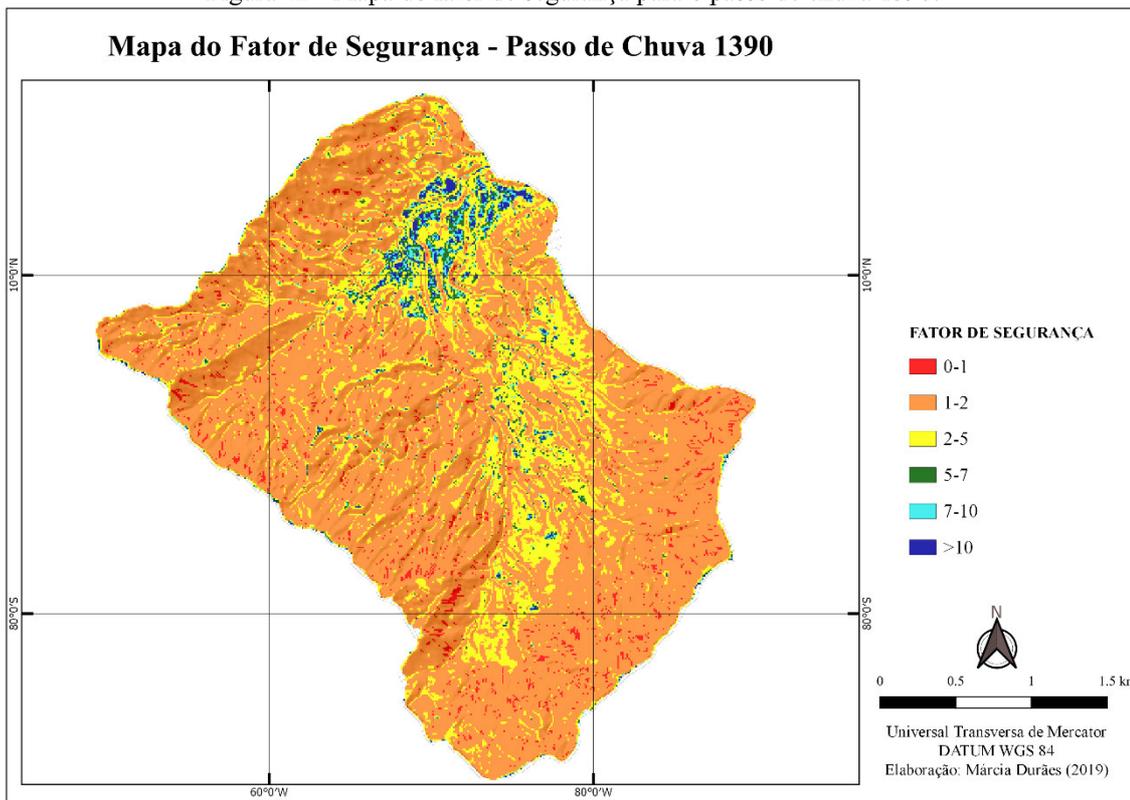
Fonte: Autora (2019).

Tabela 11 - Área em km² das medidas de classe para os eventos de chuva 456 a 459.

Passos de Chuva	Classes do Fator de Segurança					
	0-1	1-2	2-5	5-7	7-10	>10
456	0,150000	7,356700	1,892700	0,208800	0,129700	0,124900
457	0,169600	7,348200	1,883500	0,207100	0,130000	0,124400
458	0,238100	7,317200	1,850500	0,205800	0,127900	0,123300
459	0,274800	7,296100	1,836300	0,205600	0,127100	0,122900

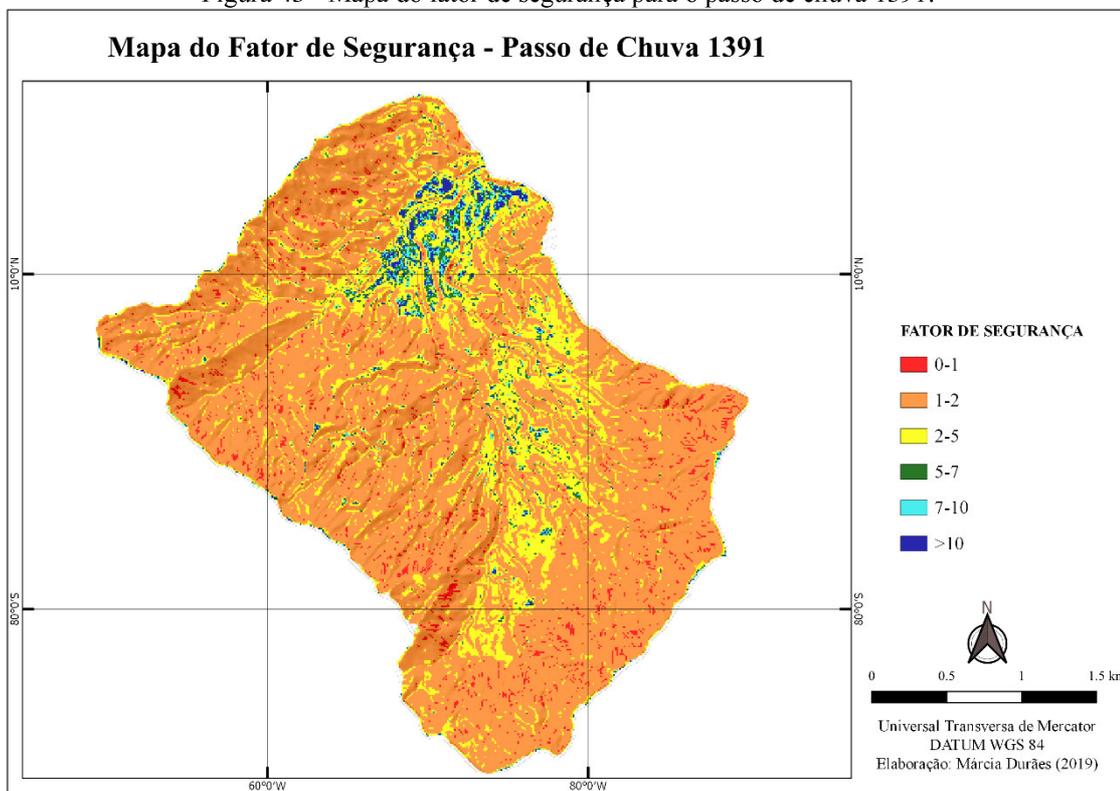
Fonte: Autora (2019).

Figura 42 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1390.



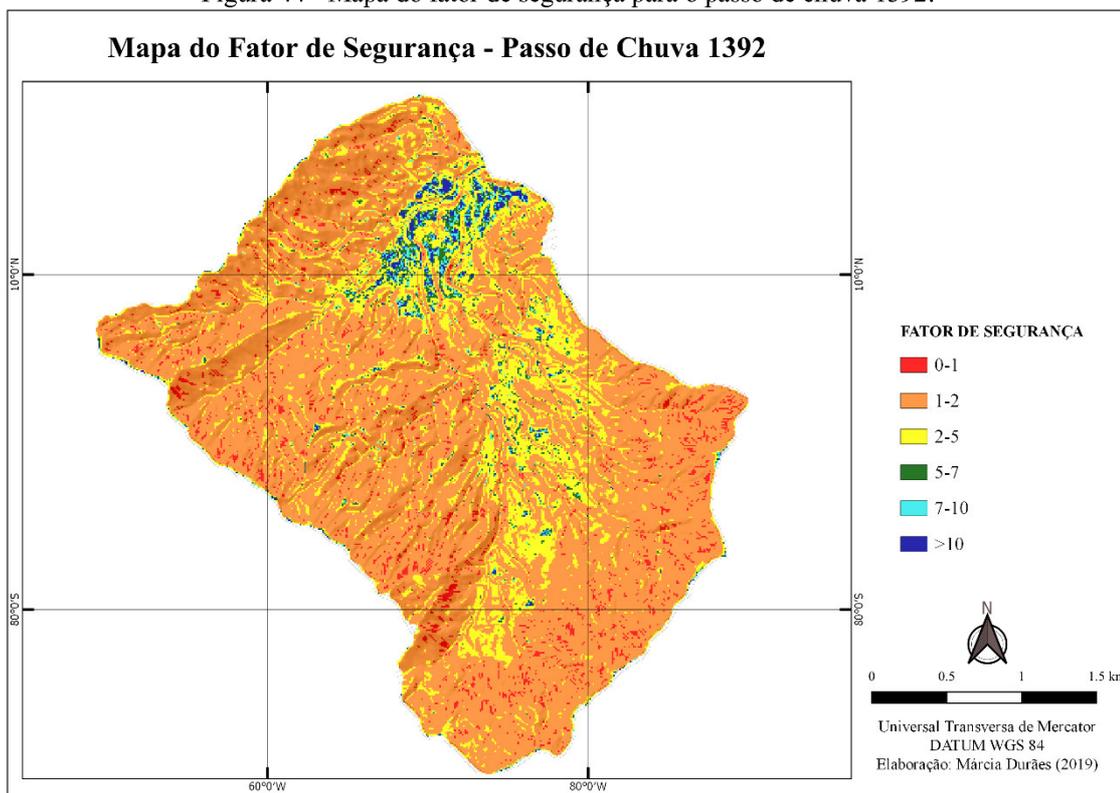
Fonte: Autora (2019).

Figura 43 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1391.



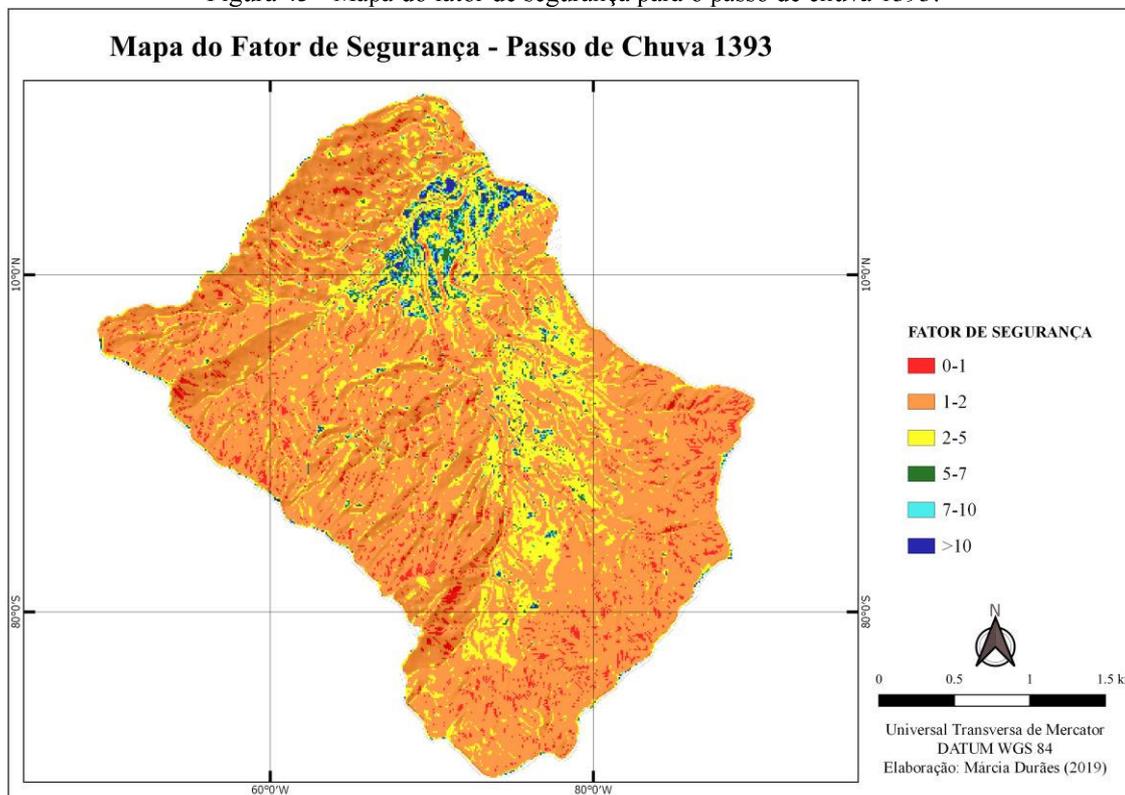
Fonte: Autora (2019).

Figura 44 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1392.



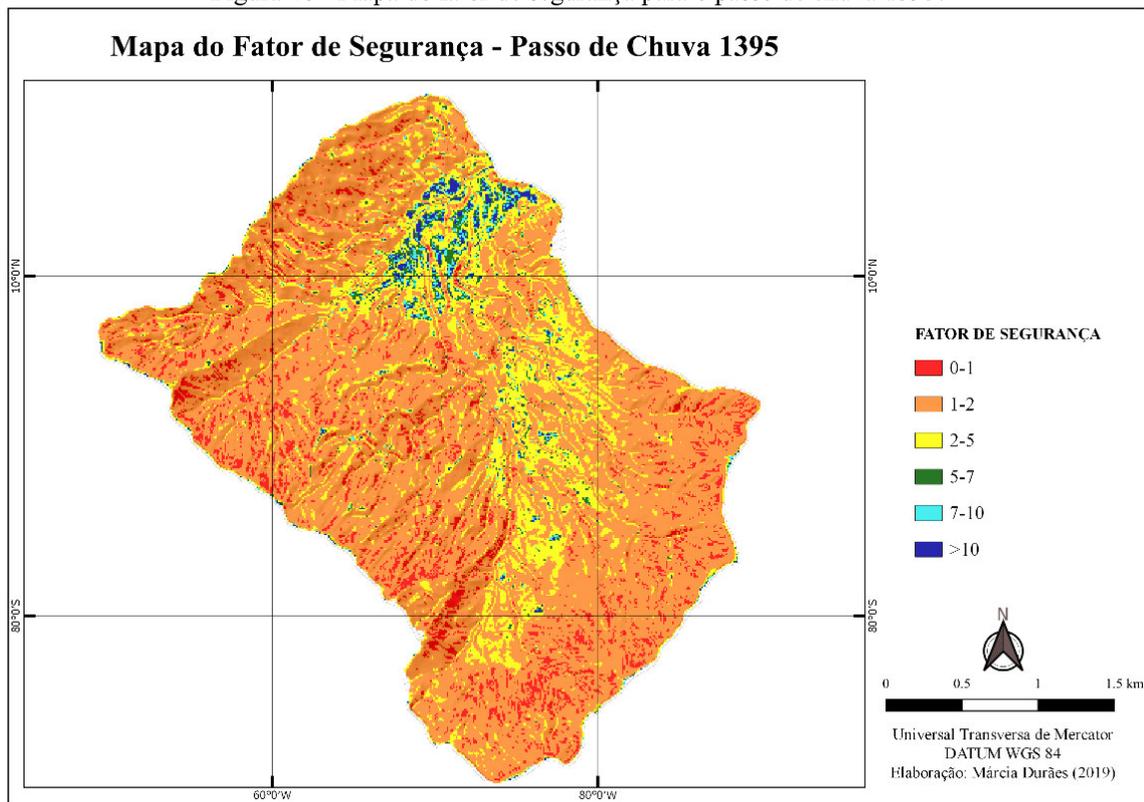
Fonte: Autora (2019).

Figura 45 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1393.



Fonte: Autora (2019).

Figura 46 - Mapa do fator de segurança para o passo de chuva 1395.

Tabela 12 - Área em km² das medidas de classe para os eventos de chuva 1390 a 1393 e 1395.

Passos de Chuva	Classes do Fator de Segurança					
	0-1	1-2	2-5	5-7	7-10	>10
1390	0,280500	7,325100	1,819000	0,200900	0,121900	0,115400
1391	0,309500	7,325300	1,795400	0,199600	0,119200	0,113800
1392	0,395500	7,297500	1,749000	0,194600	0,115300	0,110900
1393	0,507400	7,253900	1,695000	0,186700	0,112200	0,107600
1395	0,838200	7,008100	1,622300	0,182800	0,107400	0,104000

Fonte: Autora (2019).

Nitidamente, a configuração mais desfavorável à estabilidade do terreno é resultado da aplicação das configurações de precipitação correspondente ao passo de chuva 1395, com a maior área representada por fatores de segurança classificados no intervalo de 0 a 1. A partir das tabelas apresentadas anteriormente, observa-se de modo mais claro que há um crescimento gradativo das áreas que apresentam a classe que retrata o maior grau de ameaça e uma diminuição progressiva das outras classes.

Avaliando-se a área dos cenários de ameaça do primeiro passo de chuva até o último passo de chuva de cada sequência (249 a 261, 280 a 281, 456 a 459 e 1390 a 1395), percebe-se um incremento das áreas instáveis, ou seja, da classe associada aos fatores de segurança

que variam de 0 a 1, equivalendo a 0,0397km², 0,09 km², 0,1248km² e 0,5577km², respectivamente, correspondendo, desta forma, a aproximadamente 0,4%, 0,91%, 1,27% e 5,65% da área total da região de estudo, respectivamente.

Ao se realizar a tabulação cruzada entre os planos de informação contendo as classes dos fatores de segurança dos passos de chuva 259 (54 mm) e 1395 (183,6 mm) e a declividade, pode-se constatar que tanto a chuva antecedente como a intensidade do evento pluviométrico deflagrador, combinadas com as maiores declividades proporcionam menor grau de estabilidade, o que pode ser observado nas Tabelas 13 e 14. Estes altos valores de declividade potencializam a atuação da força da gravidade sobre o manto de intemperismo, diminuindo a resistência ao cisalhamento.

Observa-se que na Tabela 13, a qual corresponde ao cruzamento da declividade com as informações do passo de chuva 259, o qual representa um registro de chuva inicial e onde o solo possivelmente não apresentava um grau de saturação elevado, apenas declividades maiores que 35° estão associadas a classe (0-1), correspondendo a uma área de 0,0173 km². Analisando-se a Tabela 14, que refere-se ao cruzamento das informações do passo de chuva 1395, que caracteriza um registro chuva final e onde o solo possivelmente já apresentava certo grau de saturação, a classe de FS de 0 a 1, não só aparece associada com declividades maiores que 35° como também aparece associada as declividades de 20° a 35°.

Outra forma de avaliar os resultados é por meio dos gráficos que mostram a evolução do FS ao longo do tempo, bem como, o comportamento do FS relacionado ao volume pluviométrico. O gráfico 1 está associado a declividades de 0° a 5°, enquanto, o gráfico 2 está ligado a declividades superiores a 35°. Estes podem ser encontrados a seguir:

Tabela 13 - Área em km² das medidas de classe do evento de chuva 259 para cada faixa de declividade.

Declividade	Classes do Fator de Segurança					
	0-1	1-2	2-5	5-7	7-10	> 10
0° a 5°	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0343	0,1158
5° a 10°	0,0000	0,0000	0,1484	0,1943	0,0868	0,0008
10° a 20°	0,0000	0,0190	1,4912	0,0018	0,0000	0,0000
20° a 35°	0,0000	4,6461	0,1801	0,0000	0,0000	0,0000
>35°	0,0173	2,8215	0,0777	0,0117	0,0074	0,0065

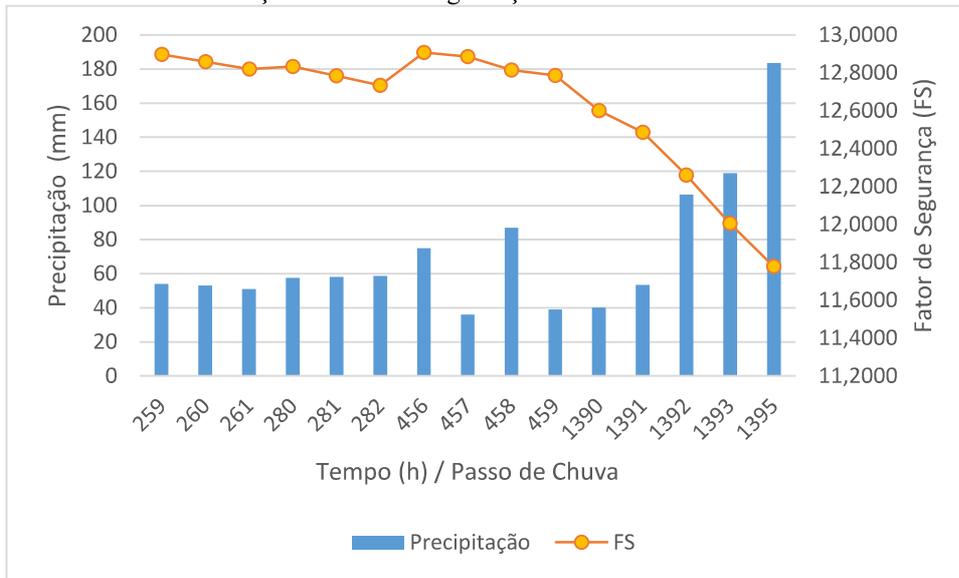
Fonte: Autora (2019).

Tabela 14 - Área em km² das medidas de classe do evento de chuva 1395 para cada faixa de declividade.

Declividade	Classes do Fator de Segurança					
	0-1	1-2	2-5	5-7	7-10	> 10
0° a 5°	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0511	0,0980
5° a 10°	0,0000	0,0000	0,2102	0,1705	0,0496	0,0000
10° a 20°	0,0000	0,2024	1,3092	0,0004	0,0000	0,0000
20° a 35°	0,0782	4,7166	0,0314	0,0000	0,0000	0,0000
>35°	0,7600	2,0879	0,0708	0,0109	0,0066	0,0059

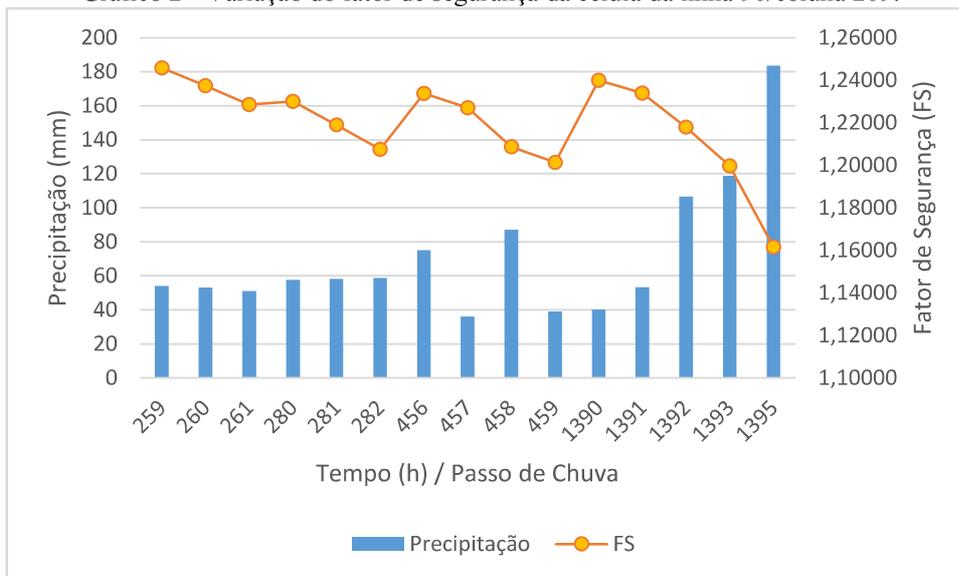
Fonte: Autora (2019).

Gráfico 1 - Variação do fator de segurança da célula da linha 217/coluna 129.



Fonte: Autora (2019).

Gráfico 2 - Variação do fator de segurança da célula da linha 90/coluna 209.



Fonte: Autora (2019).

Analisando-se os gráficos, verifica-se que há tendência de redução do FS com o aumento da chuva. No Gráfico 1, observa-se que o FS sofreu pouca oscilação, desta forma, apresentando certa linearidade. Por estar associado a declividades de 0° a 5°, isso influenciou na obtenção de um FS elevado, alcançando valores entre 11 e 13.

No Gráfico 2, nota-se uma maior variação do FS. Por estar relacionado a declividades maiores que 35°, os fatores de segurança sofreram certa influência, alcançando valores menores que 1,5, indicando a possibilidade de ruptura das encostas. Nos eventos de chuva correspondentes aos passos 456 e 1930, houve aumento significativo do fator de segurança. Uma explicação para este fato é que anteriormente a esses passos não houve registros de chuva ou estes eram muito baixos, o que proporciona uma redução do nível freático e, conseqüentemente, no aumento da tensão efetiva do solo, causando a estabilização dos taludes a partir de um acréscimo das forças resistentes.

A geomorfologia da encosta determinará a declividade de cada região e irá reger as linhas de fluxo que, por conseguinte, determinarão o grau de saturação. Desta maneira, este atributo da encosta é o maior responsável pela determinação do índice de estabilidade.

Regiões planas apresentam grau de saturação muito maior que regiões declivosas, pois a ausência de inclinação delonga o escoamento da água. Sendo assim, há um efeito compensatório neste fenômeno, visto que em locais onde a declividade é elevada e o índice de estabilidade tende a ser mínimo, a saturação geralmente é menor, o que diminui o efeito de poropressão e compensa a redução do índice de estabilidade.

De forma geral, os resultados apontados podem ser explicados pela infiltração da chuva, que provoca um aumento do grau de saturação do solo. Este funcionará como o principal efeito impulsor da instabilidade. Por consequência deste, e de um possível aumento do nível do lençol freático, existe não só um aumento do peso específico dos materiais, o que em grandes declividades resulta em um aumento das forças desestabilizadoras, mas também da poropressão.

O aumento do nível do lençol freático pode também causar diferenças significativas de condutividade hidráulica entre materiais de diferentes profundidades, sendo que a condutividade hidráulica aumenta de acordo com o nível de saturação do solo. Essa condição pode resultar na formação de caminhos de percolação de água entre camadas que provocam erosão interna, cujo principal efeito é a forte diminuição da resistência ao cisalhamento, tornando-a uma superfície potencial a escorregamentos.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados deste estudo indicam que o SHIA_Landslide é útil e adequado para terrenos complexos em regiões tropicais na escala da bacia adotada neste estudo. Uma boa consistência foi obtida e o modelo conferiu resultados significativos, indicando que os fatores mais influentes envolvidos na ocorrência de escorregamentos em *La Arenosa* também foram relevantes na simulação, exibindo a distribuição espacial e a ocorrência temporal dos escorregamentos simulados.

O SHIA_Landslide apresenta-se como uma boa ferramenta para modelar escorregamentos rasos provocados por chuva em escala de bacia, por apresentar as seguintes vantagens:

- Capacidade de capturar a topografia das superfícies e seus efeitos no fluxo superficial e nas células de concentração do fluxo subsuperficial;
- Utiliza o MNT para estabelecer as relações entre células, parâmetros geomorfológicos, ângulos de inclinação, direção, etc., necessários para o modelo;
- Conjunto de dados de precipitação pode ser incorporado com resolução espacial e temporal preferida e disponível;
- Simulação contínua para longos períodos de dados de chuva (anos) ou evento de simulações para tempestades específicas;
- Considera o efeito do fluxo horizontal e vertical.

O modelo também pode ser aplicado em regiões semelhantes, ou seja, regiões tropicais montanhosas e em escala de bacia. Para isso, os parâmetros hidrológicos e geotécnicos devem ser modificados usando dados específicos da região de interesse.

As técnicas de sensoriamento remoto e SIG foram muito eficientes na elaboração dos mapas temáticos, em função da diminuição da imprecisão na combinação de dados espaciais e permitindo uma rápida identificação visual das áreas críticas.

Mediante a observação dos mapas temáticos elaborados foi possível constatar que à medida que se aplicavam os registros de chuva, a classe associada aos fatores de segurança que variam de 0 a 1 expandia-se, demonstrando as áreas instáveis na bacia.

Com base na tabulação cruzada entre os planos de informação contendo as classes dos fatores de segurança e a declividade, foi possível constatar que as áreas de instabilidade estão localizadas em sua maioria em regiões com declividades superiores a 35°, o que reafirma o fato de que este fator associado à ação da gravidade e na presença de água, está diretamente

relacionado a processos de escorregamento e erosivos em encostas, devido a um maior ângulo de inclinação em um talude causar redução da resistência ao cisalhamento do maciço e aumentar a velocidade de escoamento superficial sobre a encosta.

A partir da avaliação do comportamento do FS ao longo do tempo, bem como seu comportamento relacionado ao volume pluviométrico, constatou-se um decréscimo do mesmo, demonstrando assim a influência da água na instabilidade de encostas.

REFERÊNCIAS

- AHRENDT, A. **Movimentos de massa gravitacionais - proposta de um sistema de previsão**: aplicação na área urbana de campos do jordão. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Universidade de São Paulo. São Carlos, p. 364. 2005.
- ALIMOHAMMADLOU, Y.; NAJAFI, A.; YALCIN, A. Landslide process and impacts: A proposed classification method. **Catena**, v. 104, p. 219-232, 2013.
- ARISTIZÁBAL, E. V. **SHIA_Landslide: developing a physically based model to predict shallow landslides triggered by rainfall in tropical environments**. Thesis (Doctor of Engineering in Hydraulic Resources) - Department of Geosciences and Environment, Universidad Nacional de Colombia. Medellín, p. 219. 2013.
- ARISTIZABAL, E.; UPEGUI, J. I. V.; CARVAJAL, H. E. M. Influencia de la lluvia antecedente y la conductividad hidráulica en la ocurrencia de deslizamientos detonados por lluvias utilizando el modelo SHIA_Landslide. **Revista EIA**, v. 13, n. 26, p. 31-46, 2016.
- AZEVEDO, F.; CARVAJAL, H. E. M.; SOUZA, N. M. D. Análise de ameaça de deslizamento pelo uso de abordagem probabilística aplicada a um modelo de estabilidade de taludes tridimensional. **Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 3, p. 655-668, 2018.
- AZEVEDO, G. F. **Sistema de análise quantitativa de risco por escorregamentos rasos deflagrados por chuvas em regiões tropicais**. Tese (Doutorado em Geotecnia) - Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília. Brasília, p. 399. 2015.
- AZEVEDO, G. F. **Análise da relação chuva-escorregamentos em regiões tropicais montanhosas urbanas, caso de estudo rio de janeiro, Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geotecnia)-Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília. Brasília, p. 120. 2011.
- BAUM; R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. TRIGRS—a Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. **US geological survey open-file report**, v. 424, p. 38, 2002.
- BEZERRA, L. T. V. **Mapeamento de risco/perigo de movimento de massa e avaliação da estabilidade das encostas na comunidade São José Jacó, em Natal/RN**. Monografia (Graduação em Engenharia Civil)- Universidade Federal do Rio Grande do Norte. NATAL, p. 89. 2016.
- CABRAL, V. C. **Avaliação dos modelos shalstab e sinmap na análise das suscetibilidade a escorregamentos em Cubatão (SP)**. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, p. 106. 2018.

CÂMARA, G.; SOUZA, R. C. M.; FREITAS, U. M.; GARRIDO, J. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Computers & graphics**, v. 20, n. 3, p. 395-403, 1996.

CARRARA, A.; GUZZETTI, F.; CARDINALI, M.; REICHENBACH, P. Use of GIS technology in the prediction and monitoring of landslide hazard. **Natural hazards**, v. 20, n. 2-3, p. 117-135, 1999.

CARRARA, A.; PIKE, R. J. GIS technology and models for assessing landslide hazard and risk. **Geomorphology**, v. 3, n. 94, p. 257-260, 2008.

CASTELLANOS, R.; GONZÁLEZ, A. Relations between annual and critical rainfall that hit mass movements. **Jornadas Geotécnicas la Ing. Colombina, IX**, p. 4.62-4.70, 1996.

CASTRO, J. M. G. **Pluviosidade e movimento de massa nas encostas de Ouro Preto**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, p. 110. 2006.

COTARELO, A. L. **Avaliação de ameaça por escorregamentos de encostas na região leste de Cuba**. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) - Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília. Brasília, p. 169. 2015.

CROZIER, J. M. **Landslides: causes, consequences and environment**. New Hampshire: Croom Helm, 1986. 252 p.

DELMONACO, G., IPPOLITO, F., MARGOTTINI, C. **The CEC Project. Meteorological Factors influencing slope stability and slope movement type: evaluation of hazard prone areas**. In: 1st Review Meeting of Hydrological and Hidrogeological Risks. Brussels, p. 259-283. 1995.

D' ODORICO, P.; FAGHERAZZI, S. A probabilistic model of rainfall-triggered shallow landslides in hollows: a long term analysis. **Water Resource Research**, v. 39, n. 9, p. 1-14, 2003.

EECKHAUT, M. V. D.; HERVÁS, J. Landslide inventories in Europe and policy recommendations for their interoperability and harmonization. **JRC Scientific and Policy Reports**, 2012.

FELL, R. et al. A framework for landslide risk assessment and management. In: HUNGR, O.; FELL, R.; COUTURE, R. **Landslide risk management: proceedings of the international conference on landslide risk management**. Inglaterra: Taylor & Francis Group, 2005.

FILHO, A. O.; VIRGILI, J. C. Estabilidade de taludes. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. **Geologia de engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 1998. p. 528.

FIORI, A. P.; CARMIGNANI, L. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas**. 2ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2013.

FRANCÉS, F.; VÉLEZ, J. I.; VÉLEZ, J. J. Split-Parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 332, n. 1, p. 226-240, 2007.

FREDLUND, Delwyn G. et al. The relationship of the unsaturated soil shear strength to the soil-water characteristic curve. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 33, n. 3, p. 440-448, 1996.

GARCÍA, H. A. G. **Avaliação da susceptibilidade aos movimentos de massa usando sistemas de informação geográfica e redes neurais artificiais**. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) - Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília. Brasília, p. 140. 2004.

GARCÍA, G. C. Daños ocurridos en la central hidroeléctrica de Calderas por la avalancha en la Quebrada de Arenosa. In: **Memoria: Taller Latinoamericano**. US Oficina de Asistencia para Catástrofes (OFDA); Costa Rica. Sector Energía, Vulnerabilidad y Desastres; OEA, 1995.

GERSCOVICH, D. M. S. **Estabilidade de taludes**. 2ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. I, 2012. 192 p.

GODOY, L. **Aplicação do modelo shalstab no mapeamento de áreas susceptíveis à ocorrência de movimentos de massa , na bacia do Rio Marumbi, Serra do Mar, Paraná**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Civil) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Federal Tecnológica do Paraná. Paraná, p. 109. 2015.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. (4ª reimpressão, 2006) 2ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 1984. 216 p.

GUIMARÃES-SILVA, M. T. D. M. **Avaliação quantitativa da vulnerabilidade de edificações associada a processos de deslizamentos de encosta**. Tese (Doutorado em Geotecnia)-Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília. Brasília, p. 105. 2015.

GUIMARÃES, F. E. B. P. **Análise de um escorregamento ocorrido em talude na RJ-116**. Dissertação (Mestrado em Geotecnia)- Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Estadual do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, p. 183. 2016.

HERATH, S.; WANG, Y. Case studies and national experiences. In: SASSA, ; CANUTI, P. **Landslides - disaster risk reduction**. 1ª. ed. Berlin: Springer, v. I, 2009. Cap. 25, p. 475-497.

HERMELIN, M.; MEJIA, O.; VELASQUEZ, R. E.. Erosional and depositional features produced by a convulsive event, San Carlos, Colombia, September 21, 1990. **Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur**, v. 45, n. 1, p. 89-95, 1992.

HERMELIN, M. Sistemas morfogénicos contrastados en el Norte de la Cordillera Central Colombiana. **Revista de la Academia Colombiana de ciencias exactas, físicas y naturales**, v. 31, n. 119, p. 199-216, 2007.

HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. **O manual de deslizamentos-um guia para a compreensão de deslizamentos.** (Guia)- U.S Geological Survey Circular. Reston-Virginia, p. 129. 2008.

INTEGRAL S.A. **Informe sobre daños en la central de calderas por la avalancha ocurrida en la quebrada La Arenosa el 21 de septiembre de 1990 y su reparación.** Interconexión eléctrica S.A. (ISA), Medellín, Colômbia 1990.

IVERSON, Richard M. Landslide triggering by rain infiltration. **Water resources research**, v. 36, n. 7, p. 1897-1910, 2000.

KORMANN, A. C. M.; SESTREM, L. P.; PRETTO, J. H. F. **Comportamento de encostas no estado de santa catarina:** revisão dos mecanismos geológicos-geotécnicos e estudo de caso. *In: IX Simpósio de Prática de Engenharia Geotécnica da Região Sul.* Criciúma: [s.n.]. 2013. p. 14.

LIAO, Z.; HONG, Y.; WANG, J.; FUKUOKA, H.; SASSA, K.; KARNAWATI, D.; FATHANI, F. Prototyping an experimental early warning system for rainfall-induced landslides in indonesia using satellite remote sensing and geospatial datasets. **Landslides**, v. IIV, n. 3, p. 317-324, 2010.

LIGGETT, J. E.; WERNER, A. D.; SIMMONS, C. T. Influence of the first-order exchange coefficient on simulation of coupled surface-subsurface flow. **Journal of hydrology**, v. 414-415, p. 503-515, 2012.

LIMA, A. F. **Comportamento geomecânico e análise de estabilidade de uma encosta da formação barreiras na área urbana da cidade do recife.** Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)- Universidade Federal de Pernambuco. Recife, p. 186. 2002.

LISTO, F. D. L. R. **Propriedades geotécnicas dos solos e modelagem matemática de previsão a escorregamentos translacionais rasos.** Tese (Doutorado em Geografia)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. São Paulo, p. 167. 2015.

LISTO, F. D. L. R. **Modelos matemáticos aplicados à previsão de escorregamentos translacionais rasos: exemplos em áreas naturais e de risco.** *Clio Arqueológica*, V31N3 p. 91-114. 2016.

LOPES, E. S. S.; JUNIOR, E. R. D. A. Sensoriamento remoto para deslizamentos. *In: SAUSEN, T. M.; LACRUZ, M. S. P. Sensoriamento remoto para desastres.* 1ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2015. p. 288. Não encontrei a citação no texto.

MARCELINO, E. V. **Mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamento no município de Caraguatatuba (SP) usando técnicas de sensoriamento remoto.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto)- Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José do Campos, p. 228. 2004.

MASSAD, F. **Obras de terra:** curso básico de geotecnia. 2ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

MEJÍA, R.; VELÁSQUEZ, M. E. **Procesos y depósitos asociados al aguacero de septiembre 21 de 1990 en el Área de San Carlos (Antioquia)**. Undergraduate Thesis, Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 1991.

MELO, C. M. **Efeito da caracterização das unidades geotécnicas no mapeamento das áreas susceptíveis a escorregamento com modelo shalstab**. Dissertação (Mestrado)- Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 160. 2018.

MENDONÇA, M. Â. V. **Suscetibilidade à ocorrência do movimento de vertente na rdd: drones, modelos digitais de elevação, algoritmo de modelação hidrológica e modelo de base física e estatística - shalstab**. Dissertação (Mestrado em Riscos. Cidades e Ordenamento do Território)- Faculdade de Letras da Universidade do Porto. Porto, p. 109. 2017.

MICHEL, G. P. **Estudo de escorregamentos na bacia do rio cunha, rio dos cedros/sc com modelos shalstab e sinmap**. Monografia (Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental). Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, p. 84. 2011.

MICHEL, G. P. **Modelagem de estabilidade de encosta com consideração do efeito da vegetação**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental)- Programa de Pós Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, p. 152. 2013.

MICHEL, G. P.; GOERL, R. F.; KOBAYAMA, M. **Aplicação do sinap (stability index mapping) na bacia do rio cunha, rio dos cedros-sc, para previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos**. VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia. RECIFE: [s.n.]. 2010. p. 17.

MICHEL, G. P.; KOBAYAMA, M.; GOERL, R. F. **Análise comparativa entre os modelos shalstab e sinmap na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais**. In: X Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. Foz do Iguaçu, 2012.

OCAMPO-ARAYA, D. C. **Sistema de classificação geotécnica para projetos de estradas baseado no índice de qualidade HSQI: aplicação na Costa Rica**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade Federal de Brasília. Brasília, DF, 176 p. 2016.

O'LOUGHLIN, E. M. **Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis**. Water Resources Research. [S.l.], p. 794-804. 1986.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. **Sinmap: a stability index approach to terrain stability hazard mapping. user's manual**. [S.l.]: Terratech Consulting LTD, 1998. 68 p.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. **Assessing terrain stability in a gis using sinmap. 15th annual GIS conference**, Vancouver, p. 1-9, 2001.

PAPA, N.; MEDINA, V.; BATEMAN, A. **Derivation of critical rainfall thresholds for debris flow warnings through mathematical and numerical modeling**. In: GENEVOIS, R.; HAMILTON, D. L.; PRESTININZI, A. **Fifth internacional conference on debris-flow**

hazards: mitigation, mechanics, predictions and assessment. Roma: Università La Sapienza, 2011. p. 1118.

RAMOS, J. A. S.; SILVEIRA, C. S.; ROIG, H. L. **Desenvolvimento de um algoritmo para a determinação do fluxo e da hierarquia de canais de drenagem.** (Artigo) XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Florianópolis: INPE. 2007. p. 8.

RENDÓN, C. L. **Estudo do modelo shia_landslide como ferramenta de avaliação probabilística de estabilidade de encosta afetadas por deslizamentos deflagrados por chuvas.** Dissertação (Mestrado em Geotecnia)- Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília. Brasília, p. 99. 2016.

ROJAS, K. R. C. **Estudo dos deslizamentos superficiais deflagrados por chuvas implementadas a análise não saturada e transiente em escala regional.** Dissertação (Mestrado em Geotecnia)-Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília. Brasília, p. 90. 2017.

SCHWARZ, H.; MICHEL, G. P. **Avaliação de estabilidade de encosta com uso do modelo trigrs no município de ibirama-sc.** XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Florianópolis: Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 2017. p. 8.

SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes.** 2^a. ed. Oxford, England: Oxford University Press, 1993. 451 p.

SILVA, D. C. D. O. E. **Aplicação do modelo shalstab na previsão de deslizamentos em petrópolis.** Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil)- Programa de Pós Graduação de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, p. 132. 2006.

SILVA, E. L. E. **Aplicação de modelo de predição de escorregamentos para gestão de riscos de desastres como subsídio às políticas locais no município de Vitória/ES.** Dissertação (Mestrado em Gestão Ambiental e Territorial) – Universidade de Brasília. Brasília, 119 p., 2011.

SILVA, N. D. L. **Correlação entre pluviosidade e movimentos gravitacionais de massa no Alto Ribeirão do Carmo/MG.** Dissertação (Mestrado em Geotecnia)-Programa de Pós Graduação da UFOP. Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais. Ouro Preto, p. 114. 2014.

TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S.; ROCHA, M. C. M. **Análise de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos – Serra do Mar, Município de Cubatão.** In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 5. São Paulo. Anais. São Paulo: ABGE. v.2, p.225-236. 1987.

TIGA, J. F. **Análise espacial e estatística dos movimentos de massa deflagrados pelas chuvas dos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na região serrana do estado do Rio de Janeiro, Brasil.** Dissertação (Mestrado em Geotecnia)-Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília. Brasília, p. 99. 2013.

VARNES, D. J. Slope movement types and processes. Landslides—Analysis and Control in RL Schuster and RJ Krizek, eds., Special Report 176. **Trans. Research Board, Washington, DC**, 1978.

VÉLEZ, Jaime I. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. **Universidad Politécnica de Valencia**, 2001.

VELASQUEZ, N.; BOTERO, V.; VELEZ, J. I. Rainfall distribution based on delaunay triangulation method. In: GAVRILOVA, M. L.; TAN, C. J. K.; MOSTAFAVI, M. A. **Trasactions on computational science xiv**. [S.l.]: Springer, 2011. p. 184.

VIEIRA, B. C. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. Tese (Doutorado em Geografia)-Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, p. 193. 2007.

VIEIRA, B. C.; MARTINS, T. D. Modelos em geografia física: conceitos e aplicação na previsão de escorregamentos. **Geosp- Espaço e Tempo (Online)**, São Paulo, v. 20, n. 1, p. 194-206, 2016. Disponível em: <http://www.revistas.usp.br/geosp/article/view/102616/112924>. Acesso em: 1 novembro 2018.

VIEIRA, C. et al. Previsão de escorregamentos rasos utilizando modelos matemáticos em bases físicas. In: GUNTER, W. M. R.; CICCOTTI, L.; RODRIGUES, C. **Desastres: múltiplas abordagens e desafios**. 1ª. ed. Rio de Janeiro: Elsevier, v. I, 2017. p. 328.

UNESP. MOVIMENTOS DE MASSA. **Módulo 3- Iteração Homem-Ambiente: Geodinâmica Externa**, São Paulo, 2018. Disponível em: <https://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/interacao/inter09e.html>. Acesso em: 06 de Outubro de 2018.

WICANDER, ; MONROE, J. S. **Fundamentos de geologias**. São Paulo: Cengage Learning, 2009. 528 p.